

**BERICHTE
aus dem
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE
an der
CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT KIEL**

Nr. 190

**ABLEITUNG DER BODENALBEDO
AUS METEOSAT - DATEN**

DOI 10.3289/IFM-BER-190

von

GUDRUN NACKE

Kopien dieser Arbeit können bezogen werden von

**Institut für Meereskunde
Abteilung Maritime Meteorologie
Düsternbrooker Weg 20
2300 Kiel 1**

ISSN 0341-8561

Abstract

In order to derive broad band (unfiltered) surface albedos from METEOSAT radiances several algorithms are to be applied 1. to eliminate clouds, 2. to correct for atmospheric influences, 3. to correct for anisotropic behaviour of scattering and reflection and 4. to correct for the weighting effect of radiometer response. For the detection of clouds a minimization technique has been developed, which additionally results in a minimization of atmospheric influence. For the cloudless case a synthetic data set has been established from radiative transfer calculations including filtered and unfiltered surface albedo, METEOSAT radiance, water vapour content, atmospheric optical depth at $0.55\ \mu\text{m}$ and anisotropic conversion factor. Multivariate analysis reveals a linear relationship between filtered surface albedo, METEOSAT radiance, water vapour content, optical depth at $0.55\ \mu\text{m}$ and anisotropic conversion factor at the surface. Including realistic rms errors for input parameters it is possible to derive a combined correction scheme for atmospheric and anisotropic effects. Considering very different reflecting surfaces and application of the minimization technique lead to a dominant influence of anisotropic behaviour of surface reflection compared to atmospheric effects.

Also multivariate analysis of unfiltered and filtered surface albedos results in a linear relationship. Here spectral reflection properties have the main influence. With additional information about atmospheric state and surface anisotropy the broad band surface albedo can be derived with a standard error of $0.02 - 0.04$ for sun zenith angles up to about 67° and for most of the viewing angles. Application of the regression model to January and June 1983 11:30 UT reveals that the surface albedo for Africa can be derived for low sun zenith angles with a reasonable accuracy from satellite radiance alone. The standard error is $0.02 - 0.03$. Results derived with the proposed method are somewhat lower compared to satellite derived surface albedos of the West African Sahel available from literature. In some cases they agree within the error margins. Comparison with in situ data measured over six different surfaces in the Sahara shows good agreement in two cases and higher differences for the rest.

Zusammenfassung

Zur Ableitung der Bodenalbedo aus METEOSAT - Daten müssen verschiedene Korrekturen vorgenommen werden: a) eine Wolkenelimination, b) eine Atmosphären-, c) eine Winkelkorrektur und d) eine spektrale Korrektur. Zur Wolkenerkennung wurde ein Extremwertverfahren entwickelt, das gleichzeitig eine Minimierung des Atmosphäreneinflusses bewirkt. Nach Anwendung dieses Verfahrens muß nur noch ein kleiner Einfluß der Atmosphäre behandelt werden. Für die Korrekturen im wolkenfreien Fall wurde mit Strahlungstransportsimulationen ein synthetischer Datensatz bestehend aus gefilterter und ungefilterter Bodenalbedo, METEOSAT - Strahldichte, Gesamtwasserdampfgehalt, optischer Dicke der Atmosphäre bei $0.55\ \mu\text{m}$ und dem Anisotropiefaktor am Boden erzeugt. Die multivariate Analyse des Datensatzes ergab als Auswertemodell einen linearen Zusammenhang zwischen gefilterter Bodenalbedo (Bodenalbedo im METEOSAT - Kanal), METEOSAT - Strahldichte, Gesamtwasserdampfgehalt, optischer Dicke bei $0.55\ \mu\text{m}$ und Anisotropiefaktor am Boden. Unter Berücksichtigung realistischer Fehler der Eingangsgrößen kann hiermit eine kombinierte Atmosphären- und Anisotropiekorrektur erfolgen. Das breite Spektrum an Reflexionseigenschaften, das in der Analyse berücksichtigt wurde, sowie der nach der Anwendung des Extremwertverfahrens geringe Atmosphäreneinfluß bewirken, daß die Atmosphärenparameter verglichen mit dem Anisotropieverhalten der Oberfläche nur eine untergeordnete Rolle spielen. Die Analyse des Datensatzes ergab gleichfalls einen linearen Zusammenhang zwischen ungefilterter und gefilterter Bodenalbedo, wobei im wesentlichen das spektrale Reflexionsvermögen der Oberfläche und weniger die Atmosphäre bestimmend ist. Bei Berücksichtigung von Zusatzinformationen beträgt die Genauigkeit der solaren Bodenalbedo 0.02 - 0.04 bis zu einem Sonnenzenitwinkel von 66.5° und für die meisten Blickwinkelgeometrien. In der Anwendung konnte für den Januar und Juni 1983 11:30 UT gezeigt werden, daß die Bodenalbedo über Afrika bei hohem Sonnenstand mit genügender Genauigkeit auch ohne Zusatzinformationen abgeleitet werden kann. Der Fehler für diesen Termin beträgt 0.02 - 0.03.

Im Vergleich mit ebenfalls aus Satellitendaten abgeleiteten Werten der Bodenalbedo anderer Autoren in der westafrikanischen Sahelzone lagen die hier abgeleiteten Werte etwas niedriger, in einigen Fällen stimmten sie innerhalb der angegebenen Fehlergrenzen überein. Vergleiche mit in-situ Messungen der Bodenalbedo in der Sahara über sechs verschiedenen Oberflächen ergab in zwei Fällen eine gute Übereinstimmung innerhalb der Fehlergrenzen, bei den anderen traten größere Differenzen auf.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	1
2. Ableitung der Bodenalbedo aus Satellitendaten	4
3. Das METEOSAT - System	11
4. Der Strahlungstransport im System Erde - Atmosphäre	13
4.1 Lösung der Strahlungsübertragungsgleichung	13
4.2 Ein anisotroper Reflektor als untere Randbedingung	15
5. Strahlungsrelevante Parameter im solaren Kanal von METEOSAT und im solaren Spektralbereich	19
5.1 Die Absorber	19
5.2 Das Aerosol	22
5.3 Landoberflächen	28
5.3.1 Spektrales Reflexionsvermögen	28
5.3.2 Winkelabhängiges Reflexionsvermögen	30
6. Wolkenerkennung und Oberflächenklassifizierung mit METEOSAT	34
6.1 Anwendung einer Histogrammanalyse zur Klassifikation des Satellitenbildes	34
6.2 Zuordnung der Pixel zu den analysierten Klassen	37
6.3 Extremwertverfahren zur Elimination der Bewölkung	38
6.4 Vergleich mit einer Schwellwertmethode	39
7. Der Einfluß der Atmosphäre und der Anisotropie im solaren Kanal von METEOSAT	42
7.1 Einfluß der Anisotropie im solaren Kanal von METEOSAT	45
7.2 Interpretation des METEOSAT - Signals bezüglich der Bodenalbedo	47
7.3 Abweichung des METEOSAT - Signals einer Atmosphäre mit Wasserdampf und Aerosol von dem einer Rayleighatmosphäre	59
7.4 Das Wüstenaerosol	70
7.5 Einfluß der Atmosphäre auf die gefilterte Bodenalbedo	76
7.6 Synthetischer Datensatz zur Untersuchung des multivariaten Zusammenhangs zwischen gefilterter Bodenalbedo, Satellitenstrahldichte, Atmosphärenparameter und Anisotropie	79
7.6.1 Aerosol	80
7.6.2 Wasserdampf	81
7.6.3 Temperatur	82
7.6.4 Ozon	82
7.6.5 Spektrale Albedo und winkelabhängige Reflexion	83
8. Multivariater Zusammenhang zwischen gefilterter Bodenalbedo, Satellitenstrahldichte, Atmosphärenparameter und Anisotropie	85

8.1 Zusammenhang zwischen gefilterter Bodenalbedo und Satellitenstrahldichte	85
8.2 Ansatz zur Ableitung der Bodenalbedo	91
8.3 Ergebnisse der Regression	93
8.3.1 Die erklärte Varianz und der Standardfehler der gefilterten Bodenalbedo	93
8.3.2 Der Einfluß einzelner Parameter auf die Genauigkeit der gefilterten Bodenalbedo	96
8.4 Die Auswirkung von Meßfehlern auf die Genauigkeit der gefilterten Bodenalbedo	99
8.4.1 Der Meßfehler der Strahldichte	100
8.4.2 Der Meßfehler des Gesamtwasserdampfgehaltes	103
8.4.3 Der Meßfehler der optischen Dicke bei 0.55 μm	104
8.4.4 Der Meßfehler des Anisotropiefaktors	104
8.5 Genauigkeit der gefilterten Bodenalbedo bei Berücksichtigung aller Meßfehler	105
8.6 Genauigkeit der gefilterten Bodenalbedo bei Berechnung ohne Zusatzinformationen	105
9. Ergebnisse der Bodenalbedo	108
9.1 Die gefilterte Bodenalbedo im Januar und Juni 1983 um 11:30 UT	109
9.2 Spektrale Korrektur	115
9.2.1 Simulationen im solaren Spektralbereich	116
9.3 Die solare Bodenalbedo im Januar und Juni 1983 11:30 UT	119
9.4 Vergleich mit anderen Autoren	123
9.4.1 Vergleich mit Werten der Bodenalbedo abgeleitet aus Satellitendaten	124
9.4.2 Vergleich mit in-situ Messungen in der Sahara	127
9.4.3 Vergleich mit globalen Datensätzen	129
10. Abschließende Bemerkungen	133
Literatur	137
Anhang	

1. Einleitung:

Landoberflächen beeinflussen durch die Wechselwirkung mit der Atmosphäre sowohl das lokale als auch das globale Klima. Zunehmendes Interesse richtet sich hierbei auf die Auswirkung menschlicher Aktivitäten, wie z. B. das großräumige Abholzen von Wäldern, die Verlagerung von Vegetationszonen durch vom Menschen verursachte mögliche globale Temperaturänderungen oder im Kleinräumigen die ständig zunehmende Versiegelung des Bodens durch Bebauung. Vorhersagen über Klimaänderungen können nur durch umfangreiche Simulationen mit Klimamodellen getroffen werden. Zur Verifikation und als untere Randbedingung von Modellen werden Datensätze über die verschiedenen physikalischen Parameter der Erdoberfläche wie Temperatur, Feuchte, Albedo etc. benötigt, die zumindest für globale Klimamodelle nur aus Satellitendaten abgeleitet werden können. Das internationale Projekt zur Erforschung der Landoberfläche als Teil des globalen Klimasystems ist das ISLSCP (International Satellite Land Surface Climatology Project). In der ersten Phase dieses Programms wurden die Parameter einschließlich ihrer Genauigkeit definiert, die für Klimastudien gebraucht werden (WCRP 1985). Dazu gehört als Teil der Strahlungsbilanz die Bodenalbedo. Die Auswirkung einer Erhöhung der Bodenalbedo in der Sahelzone von 0.14 auf 0.35 durch Zerstörung der Vegetation untersuchten z. B. Charney et al. (1977). Sie kamen zu dem Ergebnis, daß die Bodenalbedo einen positiven Rückkopplungseffekt auf das Klima hat. Eine Erhöhung der Bodenalbedo bewirkt eine Abnahme des Nettostrahlungsflusses am Boden - kurzweilig und langweilig, was wiederum zu einer Abnahme der konvektiven Bewölkung und des Niederschlags führt und damit verbunden zu einer weiteren Verringerung der Vegetation und Erhöhung der Albedo. Neuere numerische Experimente von Sud und Fennesy (1982), Cunningham und Rowntree (1986) bestätigen diese Ergebnisse. Cunningham und Rowntree untersuchten auch, welche Auswirkungen eine Vorgabe von unrealistischen Werten der Bodenalbedo auf die Modellergebnisse hat. In einer Studie verglichen sie die aus dem Modell resultierenden Niederschlagsmengen unter Vorgabe einer Bodenalbedo von 0.2 für ganz Afrika mit den Ergebnissen bei Vorgabe von 0.28 für die Sahara und 0.14 für den tropischen Regenwald. Die Aufspaltung in Wüste und Vegetation führte zu einer Zunahme der Niederschläge in den Gebieten mit der geringeren Albedo und zu einer Abnahme in den Gebieten mit der höheren Albedo von mehr als 2 mm pro Tag.

Diese Modellrechnungen fanden unter der Voraussetzung statt, daß keine weiteren Einflüsse vorhanden sind. Courel et al. (1984) untersuchten anhand von Satellitendaten die Variation der Bodenalbedo in der westafrikanischen Sahelzone zwischen 1972 und 1979 nach einer langanhaltenden Trockenperiode. Sie fanden ein Maximum der Bodenalbedo im Jahr 1973, dann trotz Anhalten der Trockenperiode eine ständige Abnahme bis 1979. Dies steht im Gegensatz zu dem positiven Rückkopplungseffekt wie er durch die Simulationen von Charney et al. (1977) vorhergesagt wurde. Einen ähnlichen Effekt in der Negev - Wüste erklärte Ottermann (1974) damit, daß das Land während der Trockenzeit von den Einwohnern verlassen wurde und sich die Vegetation daraufhin erholen konnte. Solche Untersuchungen demonstrieren, daß Satellitendaten nicht nur Eingangsdaten für Klimamodelle liefern, sondern darüberhinaus auch zur Überprüfung von Modellergebnissen herangezogen werden können. Insbesondere können diese Daten auf im Modell nicht berücksichtigte Mechanismen aufmerksam machen. Bis heute sind eine Reihe von sehr unterschiedlichen Verfahren zur Ableitung der Bodenalbedo aus Satellitendaten entwickelt worden. Sie benutzen eine theoretisch abgeleitete Beziehung zwischen Bodenalbedo und planetarer Albedo (Preuß und Geleyn 1980, Chen und Ohring 1984, Köpke und Kriebel 1987), verwenden zusätzlich Bodenmessungen wie die Globalstrahlung zur Berücksichtigung des Atmosphäreneinflusses (Pinty und Szejwach 1985, Pinty und Ramond 1987) oder gemessene Werte der Bodenalbedo an ausgesuchten Stationen als Referenzwerte (Mekler und Joseph 1982, Pinty und Ramond 1987). Es wird eine empirische Beziehung zwischen Bodenalbedo und Satellitenstrahldichte abgeleitet (Rockwood und Cox 1978) oder die Satellitenstrahldichte an Testoberflächen (Brest und Goward 1987) geeicht. Bis auf das Verfahren von Preuß und Geleyn (1980), die für mittlere atmosphärische Verhältnisse einen globalen Datensatz der Bodenalbedo aus NIMBUS 3 - Daten erstellten, sind sie räumlich und zeitlich nur begrenzt angewendet worden, einige davon in der westafrikanischen Sahelzone (Rockwood und Cox 1978; Norton et al. 1979; Courel et al. 1984; Pinty und Szejwach 1985; Pinty und Ramond 1987).

Die geforderte Genauigkeit der Bodenalbedo als Randbedingung und Verifikation für Klimamodelle beträgt 0.05 (WCRP 1985). Dieser Wert entspricht

in etwa der bisher bekannten Sensitivität von Klimamodellen in Bezug auf Schwankungen der Bodenalbedo (Henderson-Sellers und Wilson 1983). In der vorliegenden Arbeit wird untersucht, inwieweit METEOSAT - Daten für die Berechnung der Bodenalbedo benutzt werden können und ob die geforderte Genauigkeit von 0.05 zu erreichen ist. Das Ziel ist, ein Verfahren zu entwickeln, das für ganz Afrika mit den wechselnden Bodenverhältnissen und atmosphärischen Bedingungen anwendbar ist. METEOSAT hat als geostationärer Satellit den Vorteil einer hohen zeitlichen Auflösung, und überdeckt dazu einen großen räumlichen Bereich, in dem fast alle Kombinationen der Beleuchtungs- und Blickwinkelgeometrie auftreten können. Letzteres ist wichtig für die Berücksichtigung des winkelabhängigen Streuverhaltens der Luftmoleküle und Aerosolteilchen sowie der oft stark anisotropen Reflexion von Landoberflächen. Es können sowohl tageszeitliche wie jahreszeitliche Variationen untersucht werden, die zur genaueren Spezifizierung der unteren Randbedingung in numerischen Wettervorhersagemodellen von Interesse sind. Besonderer Wert wird hier auf die Fehlerbetrachtung gelegt, um für eine Anwendung die Möglichkeiten und Grenzen des Verfahrens herauszustellen.

2. Ableitung der Bodenalbedo aus Satellitendaten

Die Bodenalbedo ρ_B ist vom Sonnenzenitwinkel θ_{sun} abhängig und ist folgendermaßen definiert:

$$(2.1) \quad \rho_B(\mu_0) = \frac{\int_0^{\infty} F_{\lambda,B}^+(\mu_0) d\lambda}{\int_0^{\infty} F_{\lambda,B}^-(\mu_0) d\lambda} = \frac{F_B^+(\mu_0)}{F_B^-(\mu_0)}$$

dabei bedeuten:

λ - Wellenlänge

$F_{\lambda,B}^+$ - aufwärtsgerichtete spektrale Strahlungsflußdichte in $W/(m^2\mu m)$ am Boden

$F_{\lambda,B}^-$ - abwärtsgerichtete spektrale Strahlungsflußdichte in $W/(m^2\mu m)$ am Boden

μ_0 - \cos des Sonnenzenitwinkels θ_{sun}

Der Index B steht für den Unterrand der Atmosphäre.

Zur in-situ Bestimmung der Bodenalbedo am Boden werden in der Praxis die beiden Komponenten F_B^+ und F_B^- direkt mit Solarimetern gemessen.

Bei der Ableitung der Bodenalbedo aus Satellitenmessungen ist die Meßgröße L_{sat} das Integral über die reflektierte spektrale Strahldichte $L_{\lambda,T}^+(\mu_0, \mu, \psi)$ am Oberrand der Atmosphäre in $W/(m^2 sr \mu m)$ (T steht für den Oberrand der Atmosphäre), die außer vom Sonnenzenitwinkel noch vom Satellitenzenitwinkel θ_{sat} ($\mu = \cos \theta_{\text{sat}}$) und dem relativen Azimutwinkel ψ abhängt (Abb. 2.1) und mit der spektralen Empfindlichkeitsfunktion des Satellitenradiometers $E(\lambda)$ gewichtet ist:

$$(2.2) \quad L_{\text{sat}} = \int_0^{\infty} L_{\lambda,T}^+(\mu_0, \mu, \psi) E(\lambda) d\lambda$$

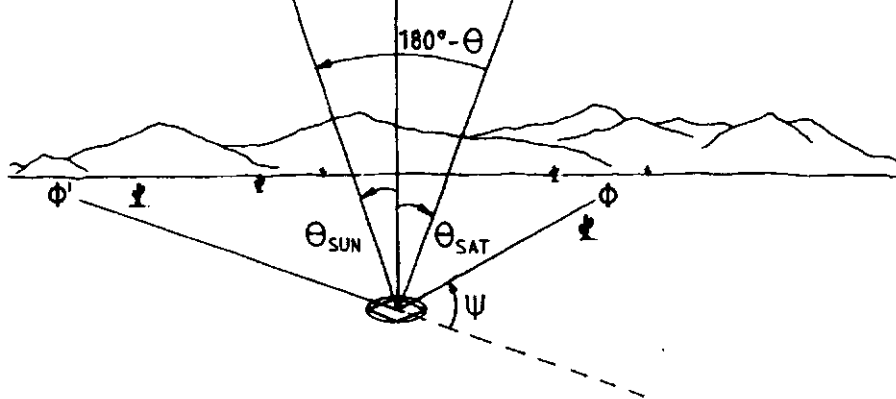


Abb. 2.1: Darstellung der Winkelgeometrie mit dem Sonnenzenitwinkel θ_{sun} , dem Satellitenzenitwinkel θ_{sat} und dem relativen Azimutwinkel $\psi = 180^\circ - (\phi - \phi')$ (nach Bowker et al. 1985). ϕ' und ϕ sind die Azimutwinkel von Sonne und Satellit gegen Nord. $\psi = 0^\circ$ bedeutet, daß der Satellit in der Hauptebene (Ebene Sonne-Beobachtungspunkt-Zenit) im Vorwärtstreubereich der Sonne steht. $(180^\circ - \theta)$ ist der Winkel zwischen der Einfallsrichtung ($\theta_{\text{sun}}, \phi'$) und der Streurichtung ($\theta_{\text{sat}}, \phi$).

Um von einer Satellitenstrahldichte auf die Bodenalbedo zu schließen, sind (im wolkenfreien Fall) drei Korrekturen notwendig:

- a) Winkel- oder Anisotropiekorrektur
- b) spektrale Korrektur
- c) Atmosphärenkorrektur

zu a):

Die reflektierte Strahlungsflußdichte am Oberrand der Atmosphäre ist das Integral der Strahldichte über den Reflexionshalbraum:

$$(2.3) \quad F_T^+(\mu_0) = \int_0^{2\pi} \int_0^1 L_T^+(\mu_0, \mu, \psi) \mu d\mu d\psi$$

Ist das Strahlungsfeld isotrop, d. h. wird in jede Raumrichtung der gleiche Energiebetrag pro Zeiteinheit und Flächeneinheit reflektiert bzw. gestreut, folgt aus Gleichung (2.3):

$$(2.4) \quad F_T^+(\mu_0) = L_T^+(\mu_0) \pi$$

In der Realität sind weder die Streuung an Luftmolekülen und Aerosolen noch die Reflexion an der Erdoberfläche isotrop. Daher ist die Annahme, daß die Strahldichte unabhängig von der Blickwinkelgeometrie ($\theta_{\text{sat}}, \psi$) ist, nur eine grobe Näherung.

Zur Zeit existiert kein Radiometer an Bord eines Satelliten, das dieselbe Oberfläche aus allen Blickrichtungen im Reflexionshalbraum abtasten kann. An Bord von NIMBUS 7 war das ERB (Earth Radiation Budget) - Radiometer in der Lage, außer in der meist üblichen Abtastung quer zur Flugrichtung auch längs der Flugrichtung zu messen. Taylor und Stowe (1984) bzw. Suttles et al. (1988) leiteten aus diesen Messungen Korrekturfaktoren für Wolken, Land, Ozean, Schnee und Wüste ab. Das ist nur eine grobe Klassifizierung, denn Unterschiede in der Vegetation werden dadurch nicht erfaßt. Diese Korrekturfaktoren, auch "Anisotropiefaktoren" genannt, sind folgendermaßen definiert:

$$(2.5) \quad g_T(\mu_0, \mu, \psi) = \frac{L_T^+(\mu_0, \mu, \psi)}{\frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^1 L_T^+(\mu_0, \mu, \psi) \mu d\mu d\psi}$$

Sie gelten für eine bestimmte Oberfläche und einen Sonnenzenitwinkel und geben für jede Blickrichtung (μ, ψ) im Reflexionshalbraum das Verhältnis der gemessenen "anisotropen" Strahldichte zu der über den Reflexionshalbraum gemittelten "isotropen" Strahldichte an. Sie spiegeln neben dem i. a. anisotropen Reflexionsverhalten der Oberfläche auch das winkelabhängige Streuverhalten der Atmosphäre wieder. Bei der Anwendung der Faktoren auf andere Oberflächen wird im folgenden vorausgesetzt, daß die Orientierung der Oberflächenelemente zufällig ist. Für Energiebilanzstudien werden solche Anisotropiefaktoren verwendet, um die Strahlungsflußdichte aus Satellitendaten zu bestimmen:

$$(2.6) \quad F_T^+(\mu_0) = L_T^+(\mu_0) g^{-1}_T(\mu_0, \mu, \psi) \pi$$

zu b):

Die meisten Satellitenradiometer messen in einem begrenzten Spektralbereich. Die Empfindlichkeitsfunktion $E_M(\lambda)$ von METEOSAT beispielsweise ähnelt einer Dreiecksfunktion zwischen 0.4 und 1.1 μm (s. Abb. 3.1). Das Meßsignal von METEOSAT L_M läßt sich beschreiben mit (vgl. Gl. 2.2):

$$(2.7) \quad L_M = \int_{0.4 \mu\text{m}}^{1.1 \mu\text{m}} L_{\lambda, T}^+(\mu_0, \mu, \psi) E_M(\lambda) d\lambda$$

Für die Berechnung der Strahlungsflußdichte ist somit neben der Anisotropiekorrektur eine spektrale Korrektur erforderlich.

$$(2.8) \quad F_T^+(\mu_0) = L_{\text{sat}}(\mu_0, \mu, \psi) f^{-1}(\mu_0, \mu, \psi) g^{-1}(\mu_0, \mu, \psi) \pi$$

f ist die sogenannte Filterfunktion, die auch von der Oberfläche und vom Atmosphärenzustand abhängt (s. Kap. 5). Sie wird über Simulationen mit einem Strahlungstransportmodell abgeleitet (Köpke 1982, Wiegner 1985, Stuhlmann et al. 1985, Stum et al. 1985) und ist z. B. für den METEOSAT - Kanal definiert durch:

$$(2.9) \quad f(\mu_0, \mu, \psi) = \frac{\int_{0.4 \mu\text{m}}^{1.1 \mu\text{m}} L_{\lambda, T}^+(\mu_0, \mu, \psi) E_M(\lambda) d\lambda}{\int_0^\infty L_{\lambda, T}^+(\mu_0, \mu, \psi) d\lambda}$$

Mit Hilfe der Anisotropiekorrektur und der Filterkorrektur kann aus einer gefilterten Satellitenstrahldichte die Albedo für das System Erde-Atmosphäre, die planetare Albedo ρ_T , berechnet werden:

$$(2.10) \quad \rho_T = \frac{F_T^+}{F_0 \mu_0}$$

F_0 - solare abwärtsgerichtete Strahlungsflußdichte am Oberrand der Atmosphäre in W/m^2

zu c):

Die am Satelliten gemessene Strahldichte enthält neben dem Bodensignal auch noch den Einfluß der Atmosphäre, der im wolkenfreien Fall von der Extinktion durch Luftmoleküle und Aerosolteilchen sowie von dem Gehalt an absorbierenden Gasen abhängt, so daß ρ_T noch bezüglich des Atmosphäreninflusses korrigiert werden muß. Dazu wird von einigen Autoren eine lineare Beziehung zwischen planetarer Albedo und Bodenalbedo verwendet:

$$(2.11) \quad \rho_T = a + b \rho_B$$

Die Koeffizienten a und b werden theoretisch mit Hilfe von Strahlungstransportsimulationen bestimmt (Preuß und Geleyn 1980; Chen und Ohring 1984; Köpke und Kriebel 1987). Preuß und Geleyn (1980) leiteten diese Beziehung für mittlere atmosphärische Verhältnisse ab. Die Empfindlichkeitsfunktion des Radiometers von NIMBUS 3 überdeckte annähernd den solaren Spektralbereich, über die Anisotropiekorrektur wurde nichts ausge-

sagt. Köpke und Kriebel (1987) berücksichtigten auch das winkelabhängige Reflexionsvermögen des Untergrundes.

Einige Verfahren umgehen die Atmosphärenkorrektur und spektrale Korrektur durch Eichung der Satellitenstrahldichten an in-situ Messungen der solaren Bodenalbado:

Rockwood und Cox (1978) stellten eine empirische Beziehung zwischen Bodenalbado und Satellitenstrahldichten von SMS - 1 auf (SMS - Synchronous Meteorological Satellite). Daraus leiteten sie die Bodenalbado für Nord-West Afrika ab. Die Koeffizienten sind jedoch nur für die atmosphärischen Bedingungen, die zu dem Zeitpunkt der Untersuchung herrschten, anwendbar. Mekler und Joseph (1982) verwendeten drei voneinander unabhängig am Boden gemessene Albedowerte zur Aufstellung einer empirischen Beziehung zwischen Bodenalbado und LANDSAT - Daten, wobei keine Informationen über die Atmosphäre nötig sind. Mit dieser Beziehung kann die Bodenalbado für eine ganze LANDSAT - Szene abgeleitet werden, jedoch unter der Annahme, daß die atmosphärischen Bedingungen gleich sind. Brest und Goward (1987) eichten LANDSAT-MSS (MSS - Multi Spectral Scanner) Daten von Band 4 ($0.57 - 0.6 \mu\text{m}$) und 7 ($0.8 - 1.1 \mu\text{m}$) an verschiedenen Testoberflächen mit in-situ Messungen der spektralen Reflexion und berechneten dann die Albedo für den gesamten solaren Bereich durch gewichtete Addition der beiden LANDSAT - Kanäle. Dabei wurden die Wichtungsfaktoren aus dem bekannten Verlauf der spektralen Reflexion der Testoberflächen berechnet.

Pinty und et al. (1985) entwickelten ein Verfahren für METEOSAT unter der Vorgabe der am Boden routinemäßig gemessenen Globalstrahlung als Information über die Trübung der Atmosphäre. Damit leiteten sie die Bodenalbado über Nord-West-Afrika ab. Ähnlich wie Mekler und Joseph (1982) verwendeten Pinty und Szejwach (1985) in einem weiteren Verfahren Werte der Bodenalbado an verschiedenen Stationen als Referenzwerte, um die Bodenalbado für ein größeres Gebiet abzuleiten. Der Vorteil ist hier wie bei Mekler und Joseph, daß keine Informationen über die Atmosphäre notwendig sind, solange über dem betrachteten Gebiet gleiche atmosphärische Bedingungen angenommen werden können. Das Verfahren wurde ebenfalls über

Nord-West-Afrika auf METEOSAT-Daten angewendet. Bis auf das Verfahren von Köpke und Kriebel (1987) gehen alle von der Vorstellung eines Lambertreflektors für die Erdoberfläche aus. Pinty und Ramond (1987) erweiterten kürzlich das Verfahren von Pinty und Szejwach (1985) um die Berücksichtigung der anisotropen Reflexion des Untergrundes.

Je nach Reihenfolge und Art der Korrekturen gibt es somit verschiedene Möglichkeiten zur Ableitung der Bodenalbedo. Die spektrale Korrektur der schmalbandigen METEOSAT-Strahldichte ist sowohl von dem spektralen Verlauf des Reflexionsvermögens der Erdoberfläche als auch vom mittleren spektralen Reflexionsvermögen abhängig (Stum et al. 1985). Hinzu kommt der Einfluß der Atmosphäre im gesamten solaren Spektralbereich, der aufgrund der selektiven Absorption durch atmosphärische Gase und aufgrund der Wellenlängenabhängigkeit der Streukoeffizienten der Luftmoleküle und Aerosolteilchen sich von dem im solaren Kanal von METEOSAT unterscheidet. So sind in jedem Fall Vorinformationen über den Untergrund und Zusatzinformationen über die Atmosphäre notwendig. Für die Entwicklung eines global anwendbaren Verfahrens besteht die Schwierigkeit darin, daß aktuelle Informationen über die Atmosphäre wie Aerosol- und Wasserdampfgehalt sowie Aerosoltyp für viele Teile der Erde nicht verfügbar sind. Das gleiche gilt in viel stärkerem Maße für das Anisotropieverhalten von Landoberflächen. Wie oben beschrieben versuchen einige Verfahren diese Schwierigkeiten zu umgehen, wobei in Kauf genommen werden muß, daß sie geographisch nur begrenzt angewendet werden können.

Der solare Kanal von METEOSAT liegt nun in einem atmosphärischen Fenster, wo der Einfluß der Atmosphäre im Vergleich zum solaren Spektralbereich gering ist. Daher soll hier untersucht werden, ob es sinnvoll ist, die Atmosphärenkorrektur vor der spektralen Korrektur durchzuführen. Insbesondere soll überprüft werden, wann auf welche Zusatzinformationen verzichtet werden kann und mit welchem Fehler die Bodenalbedo schließlich behaftet ist. Neben der Vorgabe, so wenig Zusatzinformationen wie möglich zu verwenden, soll das Verfahren auf ganz Afrika anwendbar sein, was bedeutet, daß sehr unterschiedliche Bodenverhältnisse erfaßt werden müssen.

Bei der globalen Anwendung wird in der Regel die Genauigkeit geringer ausfallen. So muß letztendlich bei der Auswahl eines Verfahrens immer ein Kompromiß zwischen Genauigkeit einerseits und globaler Anwendbarkeit andererseits geschlossen werden.

3. Das METEOSAT-System

METEOSAT ist ein geostationärer Satellit mit Subsatellitenpunkt bei 0° Länge und Breite. Er liefert jede halbe Stunde ein Bild (sogenannter "slot" mit Nummern von 1 für 00:00 UT (UT - Universal Time) bis 48 für 23:30 UT) von der gesamten sichtbaren Erdscheibe in drei spektralen Kanälen:

- | | | |
|---------------------|-----------------------------|----------|
| 1. Solarer Kanal | : 0.4 - 1.1 μm | tagsüber |
| 2. Wasserdampfkanal | : 5.7 - 7.1 μm | |
| 3. Infrarotkanal | : 10.5 - 12.5 μm | |

Die räumliche Auflösung eines Bildpunktes beträgt am Subsatellitenpunkt:

in Kanal 1 : 2.5 * 2.5 km^2
 in Kanal 2 : 5.0 * 5.0 km^2
 in Kanal 3 : 5.0 * 5.0 km^2

wenn der Wasserdampfkanal hinzugeschaltet wird:

in Kanal 1 : 2.5 * 5.0 km^2

Das Signal am Radiometer wird digitalisiert und in sogenannte Graustufen umgewandelt. Die Auflösung beträgt 64 Graustufen im solaren Kanal und Wasserdampfkanal und 256 im infraroten Kanal (Abb. 3.1 zeigt die Empfindlichkeitsfunktion des solaren Kanals).

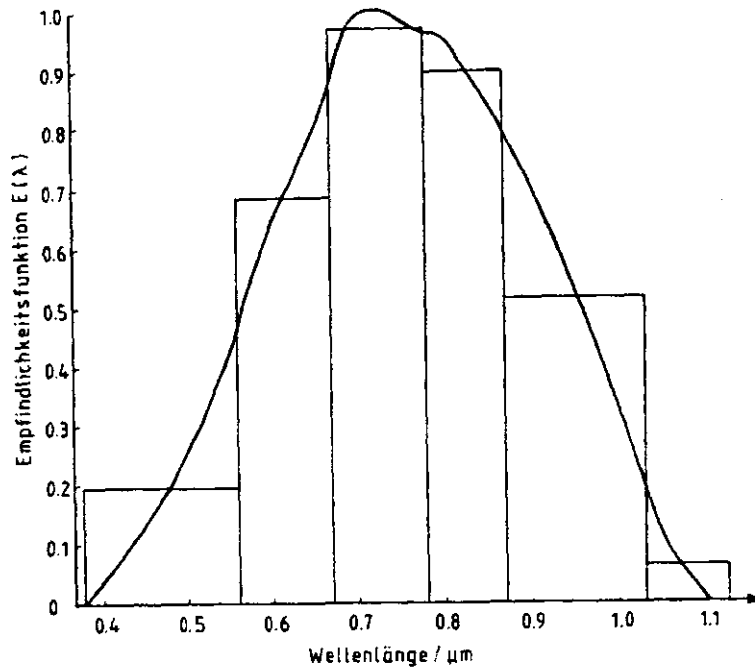


Abb. 3.1: Empfindlichkeitsfunktion für den METEOSAT 2 -Kanal 0.4 - 1.1 μm

Die Radiometer wurden vor dem Start nicht geeicht, so daß eine nachträgliche Eichung vorgenommen werden muß. Für den solaren Kanal leiteten Kriebel (1981, 1984) und Köpke (1982, 1983) Eichfaktoren ab. Kriebel führte einen Vergleich mit einem Radiometer an Bord eines Flugzeuges durch, das den gleichen spektralen Bereich wie das METEOSAT-Radiometer überdeckte, dessen Empfindlichkeitsfunktion aber in etwa einer Rechtecksfunktion entsprach, so daß diese Eichfaktoren von der Oberfläche abhängen. Sie liefern die "ungefilterten" Strahldichten im Bereich 0.4 - 1.1 μm . Köpke simulierte METEOSAT-Strahldichten mit einem Strahlungstransportmodell unter Berücksichtigung des aktuellen Atmosphärenzustandes und der Empfindlichkeitsfunktion und erhielt eine lineare Beziehung zwischen "gefilterter" METEOSAT-Strahldichte und Grauwert CT in der 6-Bit Darstellung:

$$(3.1) \quad L_M = 2.66 \pm 10 \% \text{ W/m}^2 \text{srCT} * (\text{CT} - 0.5) \quad \text{METEOSAT 1}$$

$$(3.2) \quad L_M = 2.3 \pm 6 \% \text{ W/m}^2 \text{srCT} * (\text{CT} - 0.5) \quad \text{METEOSAT 2}$$

Zur Ableitung der Bodenalbedo werden der solare und infrarote Kanal verwendet; der infrarote dient dabei als Zusatzinformation für eine bessere Wolkenerkennung. Weil dafür keine absoluten Temperaturen notwendig sind, ist eine Eichung des infraroten Kanals nicht notwendig. Aus Rechenzeitgründen werden für die Anwendung die Daten im solaren Kanal durch räumliche Mittelung über $2 * 2$ Pixel auf die Auflösung des infraroten Kanals gebracht, die digitale Auflösung im infraroten Kanal wird auf 64 Grauwerte reduziert.

4. Der Strahlungstransport im System Erde-Atmosphäre

Für die Entwicklung des Verfahrens zur Ableitung der Bodenalbedo und zur Untersuchung der Einflüsse von Atmosphäre und Untergrund im METEOSAT-Kanal werden die Satellitenstrahldichten simuliert. Dazu ist ein Formalismus notwendig, der den Strahlungstransport in der Atmosphäre und die Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Untergrund beschreibt. Dieser Formalismus ist vollständig durch die Strahlungsübertragungsgleichung (SÜG) gegeben (z. B. Liou 1980).

4.1 Lösung der Strahlungsübertragungsgleichung

Zur Lösung der SÜG sind verschiedene Verfahren entwickelt worden. Hier wurde die Matrix-Operator-Methode in einer azimuthal auflösenden Version von Fischer und Graßl (1984) verwendet. Die Matrix-Operator-Methode ist ein eindimensionales Modell, das Streuung jeder Ordnung behandelt und die Berücksichtigung hoher optischer Dicken erlaubt. Für die azimuthale Auflösung werden die Strahldichte L und die Phasenfunktion P in Fourierreihen entwickelt. Unter der Annahme der Symmetrie bezüglich der Hauptebene werden die ungeraden Terme vernachlässigt.

$$(4.1) \quad L_{\lambda}^{\pm}(\mu', \phi', \mu, \phi) = \sum_{m=0}^N L_{\lambda m}^{\pm}(\mu', \mu) \cos(m(\phi - \phi'))$$

$$(4.2) \quad P_{\lambda}(\mu', \phi'; \mu, \phi) = \sum_{m=0}^N P_{\lambda m}(\mu', \mu) \cos(m(\phi - \phi'))$$

ϕ und ϕ' bezeichnen die Azimutwinkel gegen Nord (s. Abb. 2.1), ϕ' steht dabei für die Einfallrichtung, ϕ für die Ausfallrichtung. N ist die Anzahl der Entwicklungskoeffizienten.

Für die Simulation der METEOSAT-Strahldichte wird der Kanal in sechs spektrale Intervalle unterteilt (Abb. 3.1). Die Wahl der Intervallgrenzen richtete sich dabei nach Lage und Stärke der Absorptionslinien der atmosphärischen Gase (s. Kap. 5). Für die einzelnen Intervalle werden die mittleren spektralen Werte der Empfindlichkeitsfunktion des Radiometers, des spektralen Reflexionsvermögens, der solaren Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre und des Absorptionskoeffizienten des Ozons berechnet. Die Werte der Reflexionsfunktion werden für die Intervallmitte mit einem Spline - Verfahren interpoliert. Die mittlere Transmission in Bereichen der selektiven Gasabsorption von Sauerstoff und Wasserdampf werden für jedes Intervall mit dem Goody - Bandenmodell (Goody 1964) berechnet (s. Kap. 5). Für jedes Intervall werden die spektralen Strahldichten am Oberrand und Unterrand der Atmosphäre berechnet und unter Berücksichtigung der mittleren spektralen Empfindlichkeitsfunktion E_{M_i} des Radiometers und der Intervallbreite $\Delta\lambda_i$ aufsummiert. Für das METEOSAT-Signal L_M folgt:

$$(4.3) \quad L_M(\mu_0, \mu, \psi) = \sum_{i=1}^6 L_i(\mu_0, \mu, \psi) E_{M_i} \Delta\lambda_i$$

L_M wird für verschiedene atmosphärische Zustände und Bodenoberflächen simuliert.

4.2 Ein anisotroper Reflektor als untere Randbedingung

Soll als untere Grenzfläche der Atmosphäre ein anisotroper Reflektor berücksichtigt werden, lautet die untere Randbedingung:

$$(4.4) \quad L_{\lambda,B}^+(\mu,\phi) = \int_0^{2\pi} \int_0^1 \gamma_{r\lambda}(\mu',\phi';\mu,\phi) L_{\lambda,B}^-(\mu',\phi') \mu' d\mu' d\phi'$$

mit $\gamma_{r\lambda}$ - spektrale Reflexionsfunktion der Erdoberfläche in sr^{-1}

Die Reflexionsfunktion $\gamma_{r\lambda}$ (im Englischen mit BRDF - Bidirectional Reflectance Distribution Function bezeichnet) wurde von Nicodemus et al. (1977) definiert und beschreibt den Teil der spektralen Strahlungsflußdichte aus der Richtung (μ',ϕ') , der in die Richtung (μ,ϕ) reflektiert wird. Die Zahlenwerte der Reflexionsfunktion sind unabhängig von der Verteilung der Einstrahlung, d. h. sie ist im Gegensatz zur Albedo eine Materialkonstante und ändert sich nur, wenn sich die Oberfläche selbst ändert.

Die Reflexionsfunktion kann in der Natur nicht direkt gemessen werden, da aufgrund der Mehrfachstreuung in der Atmosphäre die Strahlung nicht aus einer diskreten Richtung einfällt. Als Näherung hat Kriebel (1977) den "spektralen bikonischen Reflexionsfaktor" $R(\Omega',\Omega)$ aus Messungen der Strahldichte abgeleitet. Der Reflexionsfaktor beschreibt das Verhältnis der Strahlungsflußdichte, die aus dem Raumwinkelement Ω' auf die betrachtete Oberfläche auftrifft und in das Raumwinkelement Ω reflektiert wird, zu der Strahlungsflußdichte, die ein idealer isotroper Reflektor (ein sogenannter weißer Lambertreflektor) in dasselbe Raumwinkelement reflektieren würde. Reflexionsfunktion, Reflexionsfaktor und Strahldichte sind wellenlängenabhängig, zur Vereinfachung wird hier auf die Bezeichnung mit der Wellenlänge verzichtet. Nach Kriebel und Köpke (1987) gilt:

$$(4.5) \quad R(\Omega', \Omega) = \frac{\int_{\Omega} \int_{\Omega'} \gamma_r(\mu', \phi'; \mu, \phi) L_B^-(\mu', \phi') \mu' d\Omega' \mu d\Omega}{\int_{\Omega} \int_{\Omega'} \gamma_{rWL} L_B^-(\mu', \phi') \mu' d\Omega' \mu d\Omega}$$

mit

$$(4.6) \quad \gamma_{rWL} = 1/\pi \quad \text{Reflexionsfunktion des weißen Lambertreflektors (WL) und}$$

$$(4.7) \quad \Omega = \int_{\phi_1}^{\phi_2} \int_{\mu_1}^{\mu_2} \mu d\mu d\phi \quad \text{Raumwinkelement}$$

$$(4.8) \quad \Omega^* = \int_{\phi_1}^{\phi_2} \int_{\mu_1}^{\mu_2} \mu d\mu d\phi \quad \text{horizontale Projektion des Raumwinkelements}$$

Im Unterschied zu Kriebel und Köpke (1987) wurde hier das Raumwinkelement mit Ω und die horizontale Projektion des Raumwinkelementes mit Ω^* bezeichnet, die Reflexionsfunktion ist mit der Einheit sr^{-1} , der Faktor π mit der Einheit sr behaftet.

Unter der Annahme, daß die Strahldichte im Raumwinkelbereich (Ω', Ω) konstant ist, folgt für den Reflexionsfaktor:

$$(4.9) \quad R(\Omega', \Omega) = \pi / (\Omega^* \Omega) \int_{\Omega} \int_{\Omega'} \gamma_r(\mu', \phi'; \mu, \phi) \mu' d\Omega' \mu d\Omega = \pi \gamma_r(\Omega', \Omega)$$

Damit ergibt sich als Näherung für die Reflexionsfunktion die Funktion $\gamma_r(\Omega', \Omega)$ mit

$$(4.10) \quad \gamma_r(\Omega', \Omega) = R(\Omega', \Omega) / \pi$$

Mit den bikonischen Reflexionsfaktoren wird die anisotrop reflektierende Grenzfläche im Modell simuliert. Dabei werden sie als repräsentativ für die Reflexionsfunktion im endlichen Raumwinkelbereich (Ω', Ω) aufgefaßt, so daß im folgenden wieder die diskrete Beschreibung der Winkel (μ', Φ', μ, Φ) verwendet wird, wobei (μ, Φ) eine "Stützstelle" im Halbraum darstellt, die den Konus Ω repräsentiert.

Die Diskretisierung der Integrale erfolgt nach der Gaußschen Quadratur. Die hier verwendete "Lobatto - Integration" verwendet dabei Stützstellen gemäß der Integration:

$$(4.11) \quad \int_{-1}^1 f(\mu) d\mu \approx c_{-N} f(-1) + \sum_{i=-(N-1)}^{N-1} c_i f(\mu_i) + c_N f(1)$$

wobei $f(\mu)$ die über μ zu integrierende Variable ist und die c_i die zu den Stützstellen $\mu_i = \cos \theta_i$ gehörenden Gewichte bezeichnen. Im Modell werden für den Halbraum sechs Stützstellen verwendet, die zusammen mit den Gewichten in Tabelle 4.1 aufgeführt sind. Diese Diskretisierung wird von Fischer und Graßl (1984) für die Berechnung von Strahldichten als ausreichend angesehen. Die Diskretisierung der Azimutrichtungen erfolgt durch Unterteilung in 32 gleich große Azimutrichtungen, wobei Symmetrie bezüglich der Hauptebene angenommen wird.

θ_i	μ_i	c_i	Tabelle 4.1 : Stützstellen und Gewichte für die Berechnung der Integrale (4.11) nach Stroud und Secrest (1966); $\mu_{-i} = \mu_i$, $c_{-i} = c_i$.
0.00°	1.0	0.015152	
19.11°	0.94490	0.091685	
34.99°	0.81928	0.157975	
50.74°	0.63287	0.212508	
66.45°	0.39953	0.251276	
82.15°	0.13655	0.271405	

Für die in Richtung (μ, Φ) reflektierte Strahldichte am Boden gilt dann:

$$(4.12) \quad L(\mu_k, \Phi_1) = \sum_{j=1}^{32} \sum_{i=1}^6 \frac{1}{\pi} R(\mu_i', \Phi_j', \mu_k, \Phi_1) L(\mu_i', \Phi_j') \mu_i' c_i \Delta\Phi'$$

$$(4.13) \quad \Delta\Phi' = \frac{2\pi}{32} ;$$

Zur Verwendung im Modell werden analog zur Phasenfunktion auch die Reflexionsfaktoren in eine Fourierreihe entwickelt:

$$(4.14) \quad R(\Omega', \Omega) = R(\mu', \Phi', \mu, \Phi) = \sum_{m=0}^N R_m(\mu', \mu) \cos(m(\Phi - \Phi'))$$

N ist dabei wieder die Anzahl der Entwicklungskoeffizienten und ist gleich der Anzahl der Stützstellen in Azimutrichtung.

Neben der Reflexionsfunktion und dem Reflexionsfaktor gibt es noch weitere Größen, die das anisotrope Reflexionsverhalten beschreiben. Dazu gehört der Anisotropiefaktor, der in Kapitel 2 definiert wurde. Er wird später als Maß für die Anisotropie verwendet:

$$(4.15) \quad g_{B,T}(\mu_0, \mu, \psi) = \frac{L_{B,T}^+(\mu_0, \mu, \psi)}{2\pi \frac{1}{\pi} \int_0^1 \int_0^1 L_{B,T}^+(\mu_0, \mu, \psi) \mu d\mu d\psi}$$

mit g_B - Anisotropiefaktor für den Boden

g_T - Anisotropiefaktor für den Oberrand

und

$$(4.16) \quad L_{B,T}^+(\mu_0, \mu, \psi) = \int_0^\infty L_{\lambda,B,T}^+(\mu_0, \mu, \psi) d\lambda$$

- $L_{\lambda,B}^+$ - reflektierte spektrale Strahldichte am Boden
 $L_{\lambda,T}^+$ - reflektierte spektrale Strahldichte am Oberrand

5. Strahlungsrelevante Parameter im solaren Kanal von METEOSAT und im solaren Spektralbereich

Zur Beschreibung des Strahlungstransports muß die Transmission in der Atmosphäre bekannt sein. Sie hängt von Art und Gehalt an absorbierenden Gasen und von den Extinktionseigenschaften der Luftmoleküle und Aerosolteilchen ab. Weiterhin muß die Strahlungswechselwirkung zwischen Atmosphäre und Untergrund berücksichtigt werden, die von den spektralen und winkelabhängigen Reflexionseigenschaften bestimmt wird. Wie im einzelnen die Physik im Modell realisiert wird ist Gegenstand dieses Kapitels.

5.1 Die Absorber

Absorption solarer Strahlung findet im Bereich $0.4 - 1.1 \mu\text{m}$ durch Ozon, Sauerstoff und Wasserdampf statt (Abb. 5.1): durch Ozon quasi - kontinuierlich in der Chappuis-Bande zwischen $0.45 \mu\text{m}$ und $0.72 \mu\text{m}$ mit Zentrum bei $0.629 \mu\text{m}$, durch Wasserdampf in den Rotationsschwingungsbanden im Bereich zwischen 0.56 und $1.1 \mu\text{m}$, und durch Sauerstoff in den Rotationsschwingungsbanden zwischen 0.53 und $0.78 \mu\text{m}$ mit insgesamt 8 Banden, wobei die Zentren der stärksten Banden bei $0.63 \mu\text{m}$, $0.69 \mu\text{m}$ ($\text{O}_2\text{-A}$) und $0.76 \mu\text{m}$ ($\text{O}_2\text{-B}$) liegen. Außerhalb des METEOSAT - Kanals liegen im nahen Infrarot die stärkeren Absorptionsbanden von Wasserdampf zwischen 1.08 und $1.2 \mu\text{m}$, 1.25 und $1.54 \mu\text{m}$ und 1.69 und $2.08 \mu\text{m}$ und die Absorptionsbanden von Kohlendioxid mit Zentren bei 1.4 , 1.6 , 2.0 und $2.7 \mu\text{m}$. Bei Wellenlängen kleiner $0.4 \mu\text{m}$ absorbiert Ozon in der Hartley-Bande mit Zentrum bei $0.25 \mu\text{m}$.

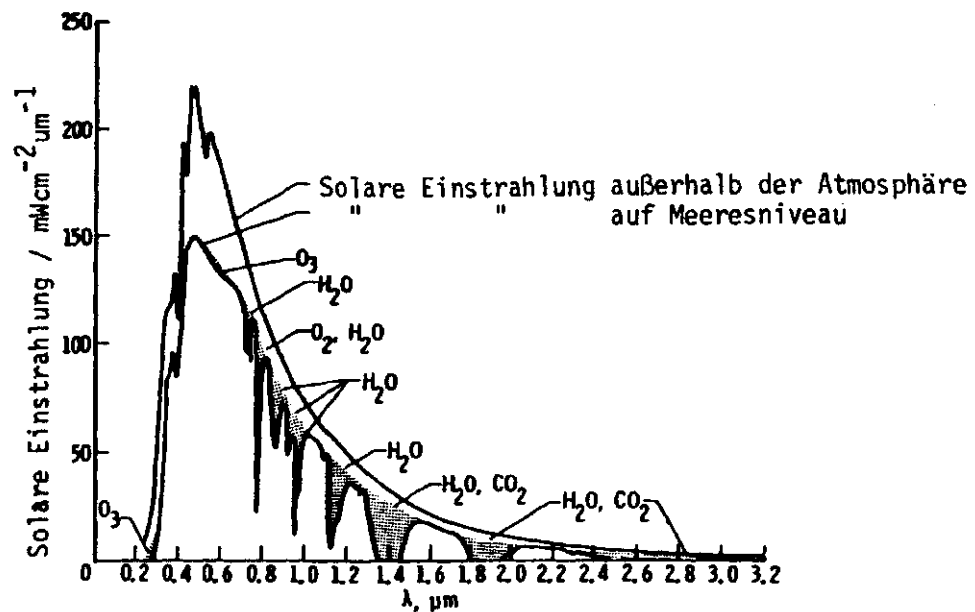


Abb. 5.1: Die einfallende solare spektrale Strahlungsflußdichte am Ober-
rand der Atmosphäre und auf Meeresniveau (aus Bowker et al. 1985).

Zur Berechnung der Transmission wird der METEOSAT-Kanal in sechs Intervalle entsprechend der Lage der Absorptionsbanden unterteilt (Tabelle 5.1). Die Intervallgrenzen liegen jeweils in den Bereichen mit maximaler Transmission.

Tabelle 5.1: Spektralintervalle für die Simulationen im Solaren (22 Intervalle) und im solaren Kanal von METEOSAT (6 Intervalle)

	Wellenlänge μm	Wellenlänge μm	Wellenlänge μm
SOLAR	0.30 - 0.32	0.55 - 0.60	1.16 - 1.3
	0.32 - 0.34	0.60 - 0.65	1.3 - 1.5
	0.34 - 0.36	0.65 - 0.70	1.5 - 1.75
	0.36 - 0.38	0.70 - 0.734	1.75 - 2.0
	0.38 - 0.40	0.734 - 0.78	2.0 - 2.35
	0.40 - 0.45	0.78 - 0.87	2.35 - 2.6
	0.45 - 0.50	0.87 - 1.04	
	0.50 - 0.55	1.04 - 1.16	
METEOSAT	0.375 - 0.56		
	0.56 - 0.67		
	0.67 - 0.78		
	0.78 - 0.87		
	0.87 - 1.04		
	1.04 - 1.125		

Für Ozon erfolgt die Berechnung der mittleren Transmission im Intervall $0.4 - 0.56 \mu\text{m}$ mit Absorptionskoeffizienten von Dütsch (1970). Die Beschränkung auf die Auflösung von sechs Intervallen fand aus Rechenzeitgründen statt, weil zunächst die METEOSAT - Strahldichte für eine Vielzahl von verschiedenen Situationen simuliert werden sollte. Für die spektrale Korrektur wurden die Simulationen auf den gesamten solaren Spektralbereich ausgedehnt, wobei das Spektrum in 22 Intervalle (Tabelle 5.1) unterteilt wurde. Die hohe Auflösung kleiner $0.4 \mu\text{m}$ wurde wegen der starken Variabilität der extraterrestrischen Einstrahlung gewählt. Im nahen Infrarot überdecken die Intervalle entweder ein atmosphärisches Fenster oder die Absorptionsbanden von Wasserdampf und Kohlendioxid. Zur Festlegung der Grenzen wurde die mittlere Transmission für 100 Wellenzahlen mit den Absorptionslinienparametern von Rothmann et al. (1983) mit dem Goody - Bandenmodell (Goody 1964) berechnet. Zur Berücksichtigung der Druck- und Temperaturabhängigkeit erfolgte die Berechnung für die einzelnen Spektralintervalle jeweils in 9 Höhengschichten zwischen den Standarddruckniveaus von 1013 bis 25 hPa. Die zugehörigen Druck- und Temperaturwerte wurden der Standardatmosphäre Tropen entnommen.

Für die Strahlungstransportsimulation muß wie im monochromatischen Fall auch die mittlere spektrale Transmission \bar{T}_λ in Form des Bouguer-Lambert'schen Gesetz vorliegen, um die Extinktion verschiedener Absorber in einem Schichtenmodell koppeln zu können. Für monochromatische Strahlung gilt:

$$(5.1) \quad T_\lambda = \exp(-k_{a\lambda} m)$$

mit m - Absorbermasse (g/cm^2)
 $k_{a\lambda}$ - spektraler Absorptionskoeffizient (cm^2/g)

Da die spektral gemittelte Transmission aber nicht mehr dem Bouguer-Lambert'schen Gesetz gehorcht (z. B. Schlüssel 1987), wird sie in Abhängigkeit von der Absorbermasse m in eine Exponentialreihe entwickelt:

$$(5.2) \quad \bar{T}_\lambda(m) \approx \sum_{i=1}^N a_i \exp(-\bar{k}_{a_{i\lambda}} m) \quad ; \quad \sum_{i=1}^N a_i = 1$$

N - Anzahl der Reihenglieder

Die SÜG wird für jeden einzelnen Summanden durchlaufen. Im Anschluß werden die Strahldichten mit den Gewichten a_i multipliziert und aufsummiert. In Anlehnung an Lacis und Hansen (1974) werden die Gewichte für jedes Intervall getrennt aber gleich für alle Atmosphärenschichten und Gase festgelegt. Dabei wird der Summand mit dem größten Absorptionskoeffizienten mit dem kleinsten Gewicht versehen. Das entspricht der Tatsache, daß starke Absorptionslinien seltener auftreten als schwache.

Für die Anpassung einer Exponentialreihe wurden die Absorbermassen der einzelnen Schichten durch Multiplikation mit einem Faktor zwischen 0.1 und 20 variiert und unter Berücksichtigung der Temperatur und des Druckes die Transmissionswerte berechnet. Über ein Minimierungsverfahren wurde an diese 20 Transmissionswerte die Exponentialreihe angepaßt.

$$(5.3) \quad \sum_{j=1}^{20} (\bar{T}_{j\lambda} - \sum_{i=1}^4 a_i \exp(-\bar{k}_{a_{i\lambda}} m_j))^2 = \text{MIN} \quad \leq 10^{-4}$$

Die Absorptionskoeffizienten $\bar{k}_{a_{i\lambda}}$ folgen unter Vorgabe der Gewichte a_i aus der Anpassung. Kriterium für die Güte der Anpassung war eine Fehlerquadratsumme von 10^{-4} , was einem mittleren Fehler von ≤ 0.02 in der Transmission entspricht. Im METESOAT - Kanal reichten dafür vier Reihenglieder aus, in den stärkeren Absorptionsbanden im nahen Infrarot mußten zum Teil fünf verwendet werden.

5.2 Das Aerosol

Neben der Absorption durch atmosphärische Gase tritt im solaren Spektralbereich Streuung und Absorption durch Aerosolteilchen auf. In Abhän-

gigkeit vom komplexen Brechungsindex und der Aerosolgrößenverteilung liefert die Mie - Theorie die optischen Parameter für die SÜG:

1. den Extinktionskoeffizienten $k_{e\lambda}$, der sich aus Streu- $k_{s\lambda}$ und Absorptionskoeffizienten $k_{a\lambda}$ zusammensetzt:

$$(5.4) \quad k_{e\lambda} = k_{s\lambda} + k_{a\lambda}$$

2. die Einfachstreueralbedo, die den Anteil der Streuung an der Gesamtextinktion wiedergibt

$$(5.5) \quad \omega_{0\lambda} = \frac{k_{s\lambda}}{k_{e\lambda}}$$

3. die Phasenfunktion oder Streufunktion, $P_{\lambda}(\theta)$, die die Verteilung der gestreuten Strahlung über die Streuwinkel θ beschreibt.

Aus dem gegenwärtigen Kenntnisstand über Aerosole geht hervor, daß die Größenverteilungen mehrere Modalradien aufweisen (WCRP 1983), d. h. sich aus unterschiedlichen Komponenten wie Ruß, wasserlösliche Substanzen etc. zusammensetzen. Solche Verteilungen können durch eine Summe von logarithmischen Normalverteilungen beschrieben werden, die durch Modalradius und Standardabweichung eindeutig definiert sind. Der Modalradius ist definiert als der Teilchenradius, bei dem die Teilchenzahldichte $N(r)$ ihr Maximum aufweist.

$$(5.6) \quad \frac{d N(r)}{d \log r} = \sum_{i=1}^k \frac{N_i}{\sqrt{2\pi} \log \sigma_i} \exp\left[-\frac{(\log r/R_i)^2}{2 (\log \sigma_i)^2}\right]$$

$N(r)$ - Anzahl der Teilchen pro Volumeneinheit mit einem Radius $< r$

N_i - Gesamtanzahl der Teilchen für die individuelle logarithmische Normalverteilung

R_i - Modalradius der individuellen logarithmischen Normalverteilung

σ_i - Standardabweichung der individuellen logarithmischen Normalverteilung

Durch Größenverteilung und komplexen Brechungsindex ist ein "Aerosoltyp" festgelegt. Ein kontinentales Aerosol ist z. B. durch einen hohen Gehalt an wasserlöslichen Substanzen gekennzeichnet, deren Teilchenradius klein ist und die nur schwach absorbieren, während ein Aerosol in industriell verschmutzten Gebieten eine Rußkomponente mit größeren Teilchen enthält, die stark absorbieren. Wüstenaerosole bestehen nur aus mineralischen Komponenten, die sich durch den Teilchenradius unterscheiden (d'Almeida 1987). Die Verteilungen der Wüstenaerosole sind von der Windgeschwindigkeit abhängig, wobei mit zunehmender Windgeschwindigkeit größere Teilchen aufgewirbelt werden. Tabelle 5.2 zeigt für verschiedene kontinentale Aerosole, Wüstenaerosole und ein stratosphärisches Aerosol die Parameter der logarithmischen Normalverteilung, die Zusammensetzung, und die mit der Mie - Theorie berechnete Einfachstreueralbedo und Extinktionskoeffizienten für $N = 1/\text{cm}^3$ bei $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$. Abb. 5.2 zeigt die zugehörigen Phasenfunktionen (normiert auf 1) in Abhängigkeit vom Streuwinkel θ . θ ist der Winkel zwischen der Streurichtung (μ, ϕ) und der Einfallrichtung (μ', ϕ') (Abb. 2.1) und läßt sich folgendermaßen berechnen:

$$(5.8) \quad \cos(180^\circ - \theta) = \mu\mu' + (1-\mu^2)^{1/2}(1-\mu'^2)^{1/2}\cos(180^\circ - \psi)$$

mit $\mu = \cos \theta_{\text{sat}}$
 $\mu' = \cos \theta_{\text{sun}}$
 $\psi = \text{relativer Azimutwinkel}$

$\theta = 0^\circ$ definiert die Vorwärtsstreurichtung des Aerosols. Dieser Winkel wird nachher zur Beschreibung des Aerosoleinflusses innerhalb des Koordinatensystems $(\theta_{\text{sun}}, \theta_{\text{sat}}, \psi)$ verwendet.

Tabelle 5.2: Parameter der logarithmischen Normalverteilung sowie aus der Mietheorie folgende Einfachstreueralbedo ω_0 und Extinktionskoeffizient k_e in km^{-1} für $N = 1/\text{cm}^3$ bei $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$. VAR steht für variable Teilchenzahl. Dabei bedeuten:

CON - kontinentales Aerosol (WCRP 1983)

RC - kontinentales Aerosol "remote continental" (Jaenicke, 1984)

STR - Stratosphärisches Aerosol (WCRP 1983)

BG - Wüstenaerosol "background" (d'Almeida 1987)

WCD - Wüstenaerosol "wind carrying dust" (d'Almeida 1987)

SS - Wüstenaerosol "sand storm" (d'Almeida 1987)

DDS - Wüstenaerosol "desert dust storm" (Jaenicke, 1984)

Aerosol modell	N	Aerosol- komponente	N_1/N	R_1 μm	σ_1	ω_0	k_e km^{-1}
CON	VAR	wasserunl.	$2.27 \cdot 10^{-6}$	0.471	2.512	0.9589	$0.9939 \cdot 10^{-5}$
		wasserlösl.	0.93876	0.0285	2.239		
		Ruß	0.06123	0.0118	2.0		
STR	5.166	75 % H_2SO_4	1.0	0.0695	1.86	1.0	$0.4220 \cdot 10^{-4}$
RC	1839	Aitken	0.5421	0.001	2.128	0.9557	$0.2228 \cdot 10^{-4}$
		Große Teilchen	0.4579	0.0218	3.199		
		Riesenteilchen	$0.386 \cdot 10^{-7}$	6.24	1.892		
DDS	1866	Aitken	0.3891	0.001	1.766	0.6599	$0.1260 \cdot 10^{-2}$
		Große Teilchen	0.6199	0.0188	5.888		
		Riesenteilchen	$0.954 \cdot 10^{-4}$	10.8	1.003		
BG	322.99	Aitken	0.9319	0.08	2.1	0.9122	$0.6926 \cdot 10^{-3}$
		Große Teilchen	$0.6808 \cdot 10^{-1}$	0.7	1.9		
		Riesenteilchen	$0.3096 \cdot 10^{-5}$	5.0	1.6		
WCD	1731.5	Aitken	0.9876	0.052	2.15	0.808	$0.5856 \cdot 10^{-3}$
		Große Teilchen	$0.1195 \cdot 10^{-1}$	1.5	2.07		
		Riesenteilchen	$0.2888 \cdot 10^{-5}$	12.0	1.7		
SS	2532.4	Aitken	0.988	0.05	2.15	0.6343	$0.2528 \cdot 10^{-2}$
		Große Teilchen	$0.1153 \cdot 10^{-1}$	1.5	2.5		
		Riesenteilchen	$0.4739 \cdot 10^{-3}$	16.0	1.8		

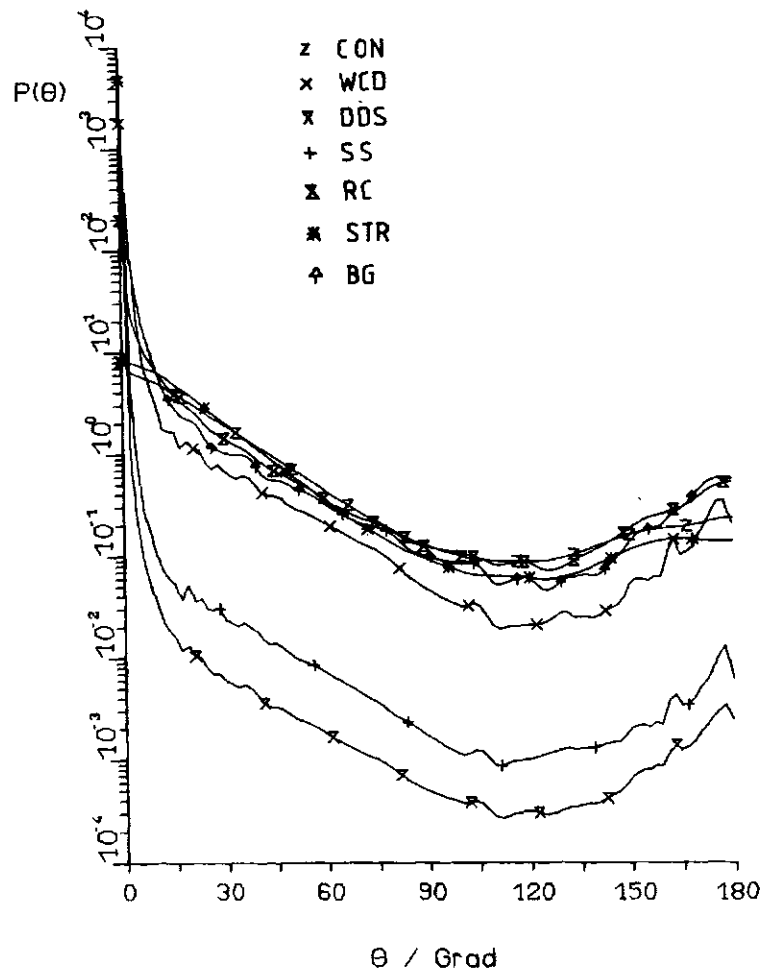


Abb. 5.2: Auf 1 normierte Streufunktion $P(\theta)$ in Abhängigkeit vom Streuwinkel θ für verschiedene Aerosole, bei $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$. Die Abkürzungen sind in Tabelle 5.2 erklärt.

Die Phasenfunktionen von RC und BG (zur Abkürzung s. Tabelle 5.2) sind ähnlich; beide stellen Hintergrundwüstenaerosole dar, also Aerosole, die durch Aufwirbelung von Staub in die Atmosphäre gelangt sind, wobei die größeren Teilchen durch Sedimentation bereits herausgefiltert wurden. Sie unterscheiden sich aber im Intensitätsmaximum im Vorwärts- und Rückwärtsstreubereich, bedingt durch die verschiedenen Größenverteilungen und Zusammensetzung. Ganz deutlich ist der Unterschied zu den Wüsten-aerosolen mit den größeren Teilchen. Je größer sie werden, umso ausge-

prägender sind die Intensitätsmaxima.

Die Brechungsindizes für die Komponenten des kontinentalen Aerosols ("CON") und des stratosphärischen Aerosols ("STR") wurden den SRA - (Standard Radiation Atmospheres) Tabellen (WCRP 1983) entnommen, für die übrigen Aerosole wurden die Brechungsindizes von Carlson und Benjamin (1980) verwendet, die für Saharastaub abgeleitet worden sind.

Zwei vertikale Profile wurden für die Simulationen verwendet:

1. Für das kontinentale Aerosol ein exponentielles Profil zwischen 1013 und 200 hPa mit variabler Teilchenzahl und Skalenhöhe:

$$(5.9) \quad k_e = k_{e_0} \exp(-z / z_0)$$

mit k_{e_0} - Volumenextinktionskoeffizient am Boden (s. Tabelle 5.2)
 z_0 - Skalenhöhe in km
 z - Höhe in km

2. für das Wüstenaaerosol eine homogene Dunstsicht zwischen 1013 und 850 hPa.

In beiden Fällen wurde ein stratosphärisches Aerosol gemäß SRA berücksichtigt:

$$\begin{array}{ll} k_e = 2.18 \cdot 10^{-4} \text{ km}^{-1} \text{ bei } \lambda = 0.55 \text{ } \mu\text{m} & 200 \text{ hPa} - 50 \text{ hPa} \\ k_e = 2.75 \cdot 10^{-4} \text{ km}^{-1} \text{ bei } \lambda = 0.55 \text{ } \mu\text{m} & 50 \text{ hPa} - 25 \text{ hPa} \end{array}$$

Phasenfunktionen und optische Parameter wurden mit der MIE - Theorie für die 6 bzw. für die 22 Intervalle aus den Größenverteilungen und den mittleren Brechungsindizes berechnet. Phasenfunktion und Einfachstreuabbe der einzelnen Aerosole gehen höhenunabhängig in die Simulationen ein.

5.3 Landoberflächen

Landoberflächen zeigen ein sehr unterschiedliches von der Wellenlänge abhängiges Reflexionsvermögen. Außerdem sind sie keine isotropen Reflektoren wie zur Vereinfachung häufig angenommen wird. Im folgenden wird dargestellt wie unterschiedlich Landoberflächen erscheinen können und wie sie im Modell simuliert werden.

5.3.1 Spektrales Reflexionsvermögen

Vegetation, unbewachsener Boden und Gestein zeigen ein zum Teil ähnliches zum Teil aber auch sehr unterschiedliches spektrales Reflexionsvermögen. Bowker et al. (1985) und Elachi (1987) haben typische Kurven des spektralen Reflexionsvermögens zusammengestellt und diskutiert. Abb. 5.3 zeigt eine Auswahl des Datensatzes von Bowker et al. (1985).

Bei grüner (photosynthetisch aktiver) Vegetation wird die Reflexion unterhalb $0.7 \mu\text{m}$ durch Blattpigmente bestimmt, wo Absorption solarer Strahlung durch Karotenoide bei $0.48 \mu\text{m}$ und durch Chlorophyll bei $0.67 \mu\text{m}$ auftritt. Bei $0.7 \mu\text{m}$ zeigt sich der bekannte Anstieg der Reflexion zum nahen Infrarot. Bei geochemischem Streß, hervorgerufen durch Nährstoffmangel oder durch Schadstoffe kann sich dieser Anstieg zu kürzeren Wellenlängen um $0.01 \mu\text{m}$ verschieben. Die Reflexion zwischen 0.7 und $1.3 \mu\text{m}$ wird hauptsächlich durch die Streuprozesse innerhalb der Pflanzen und damit durch die Zellenstruktur bestimmt. Im nahen Infrarot größer $1.3 \mu\text{m}$ liegen die Absorptionsbanden von Wasser bei 1.45 und $1.9 \mu\text{m}$. Generell nimmt bei wasserhaltigen Pflanzen die Reflexion mit der Wellenlänge auch in den Fensterbereichen bei 1.6 und $2.2 \mu\text{m}$ ab.

Böden und Gesteine zeigen im nahen Infrarot ebenfalls die Absorptionsbanden von Wasser; bei Gesteinen findet die Absorption durch gebundene Wassermoleküle oder OH-Radikale statt. Bei vielen Böden steigt die Reflexion bis $1.3 \mu\text{m}$ langsam an, beeinflusst von der Absorption durch organische ($0.57 \mu\text{m}$) und eisenhaltige Substanzen (0.7 , 0.9 und $1.0 \mu\text{m}$). Der Absolutwert der Reflexion hängt hier noch vom Wassergehalt des Bodens ab. Feuchte Böden weisen ein geringeres Reflexionsvermögen auf als trockene.

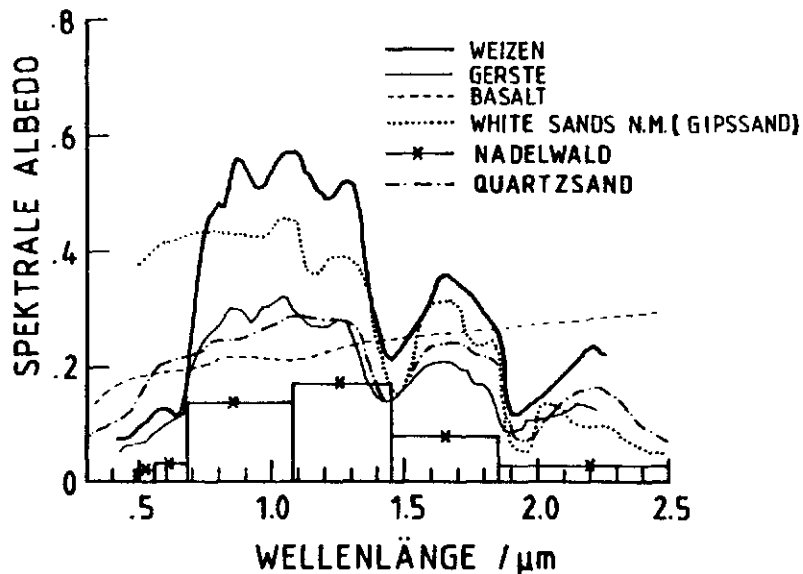


Abb. 5.3: Kurven der spektralen Albedo für Nadelwald nach Kriebel (1977) und für verschiedene Oberflächen nach Bowker et al. (1985).

Gesteine haben ein ähnliches spektrales Reflexionsvermögen wie Böden; sie unterscheiden sich nur durch das Fehlen organischer Substanz (Bowker et al. 1985). Wie unterschiedlich das spektrale Reflexionsvermögen von Sand sein kann, zeigen die Kurven in Abb. 5.3 für Gips sand, eine Sandprobe von "White Sands National Monument", und für eine Quarzsandprobe. Gips bzw. Gips sand zeigt ein ausgesprochen hohes Reflexionsvermögen bei Wellenlängen kleiner 1.3 μm und einen starken Abfall im nahen Infrarot durch die Absorption durch gebundene Wassermoleküle, während bei Quarz der spektrale Verlauf bis auf den Bereich der Absorptionsbande relativ gleichförmig ist.

Eine Auswahl des Datensatzes von Bowker et al. (1985) wird für die Simulation verschiedener Oberflächen wie Vegetation, Gebirge und Sandflächen verwendet, wobei das Spektrum möglicher Reflexionseigenschaften abgedeckt wird.

5.3.2 Winkelabhängiges Reflexionsvermögen

Das Reflexionsverhalten der Erdoberfläche ist nicht isotrop; besonders deutlich zeigt sich das bei Wasseroberflächen, wo im Sonnenreflex die reflektierte Strahldichte ihr Maximum erreicht. Auch Landoberflächen sind i.a. keine isotropen Reflektoren. Messungen haben eine von der Wellenlänge und dem Sonnenstand abhängige anisotrope Reflexion nachgewiesen (Kriebel 1977; Eaton und Dirmhirn 1979; Kimes 1983). Die Anisotropie hängt dabei von der Struktur der Oberfläche ab. Es treten Maxima der reflektierten Strahldichte sowohl im Vorwärts- wie im Rückwärtsstreubereich auf. In Analogie zu den Wasseroberflächen wird das Phänomen des Strahldichtemaximums im Vorwärtsstreubereich auch mit "Spiegelnde Reflexion" bezeichnet, es ist aber nicht so ausgeprägt wie das Maximum im Rückwärtsstreubereich. Es tritt bei glatten, wenig strukturierten Oberflächen bei tiefstehender Sonne auf (Eaton u. Dirmhirn 1979). Eine spiegelnde Komponente kann auch durch die spiegelnde Reflexion an einzelnen Pflanzenteilen hervorgerufen werden, wie man ebenfalls bei tiefstehender Sonne an jungen Weizenblättern oder Grashalmen beobachten kann. Je stärker nun die Struktur von einer glatten Oberfläche abweicht - z. B. durch unterschiedliche Orientierung der Pflanzenteile oder durch spärlich bewachsenen Boden - kann die einfallende solare Strahlung stärker absorbiert werden, was eine allgemeine Reduktion der reflektierten Strahlung und damit eine starke Abhängigkeit von der Winkelgeometrie zur Folge hat. Außerdem treten in Abhängigkeit vom Sonnenstand Abschattungseffekte auf, die die Ursache für das Maximum der reflektierten Strahldichte im Rückwärtsstreubereich sind, da aus dieser Richtung überwiegend beleuchtete Flächen sichtbar sind. Das Beispiel einer unregelmäßigen Oberfläche mit Abschattung zeigt eine Abbildung nach Kimes (1983) (Abb. 5.4). Die unregelmäßige Struktur kann in manchen Fällen zu einer Verringerung der Bodenalbedo und zu einem weniger ausgeprägten Tagesgang führen (Dickinson 1983). Es läßt sich sogar eine Korrelation zwischen Bodenalbedo und der Vegetationshöhe feststellen, wobei die Bodenalbedo mit zunehmender Höhe der Vegetation abnimmt (Oguntinyinbo 1970).

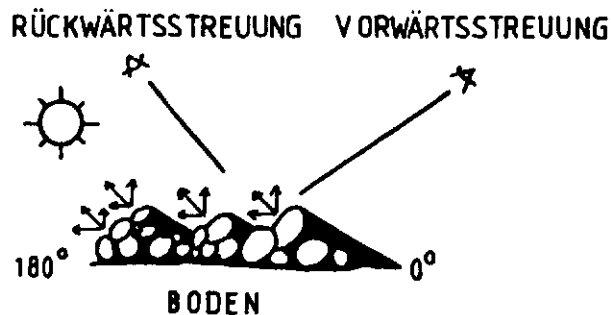


Abb. 5.4: Schematische Darstellung der winkelabhängigen Reflexion über einer strukturierten Oberfläche mit Abschattungseffekten (nach Kimes 1983)

Die beschriebenen Effekte geben einen Eindruck von der Vielfältigkeit möglicher Reflexionsfunktionen, die bisher nur für wenige Oberflächen gemessen wurden (Kriebel 1977, Eaton und Dirmhirn 1979, Kimes 1983), so daß eine sinnvolle Einteilung oder Klassifikation zur Zeit noch nicht möglich ist.

Neuere Arbeiten beschäftigen sich mit der Modellierung typischer Oberflächen (Kimes 1984, Meerkötter 1987), mit deren Hilfe es in Zukunft vielleicht möglich sein wird, jedem Oberflächentyp eine Reflexionsfunktion zuzuordnen. Eine andere Möglichkeit eröffnen Radiometer wie das ERBE (Earth Radiation Budget Experiment) - Radiometer an Bord von NIMBUS 7, das unter verschiedenen Blickwinkeln die Oberfläche abtasten konnte. Suttles et al. (1988) bzw. Taylor und Stowe (1984) leiteten für Energiebilanzstudien Anisotropiefaktoren für den Oberrand der Atmosphäre für Wolken, Ozean, Land, Wüste, Schnee und Eis ab. Dies bedeutet nur eine grobe Klassifizierung, die keine unterschiedlichen Landoberflächen bis auf Wüste berücksichtigt. Hargens (1988) hat die Möglichkeit untersucht, durch Hinzunahme von METEOSAT-Daten eine feinere Einteilung der Landoberfläche zu erreichen. Dafür wählte sie homogene Gebiete über Afrika aus, um die Winkelkombinationen von Meteosat künstlich zu erhöhen. Ein Vergleich der spektral- und filterkorrigierten METEOSAT-Strahldichten mit den Nimbus 7 - Strahldichten zeigte jedoch, daß eine gegenseitige Ergänzung nicht mö-

glich ist. Zur Zeit wird das AVCSR (Aircraft Version of the Conical Scan Radiometer) getestet, das die Erdoberfläche mit einem konischen Abtastmuster beobachtet (Wirth und Raschke 1985). Weitere Möglichkeiten eröffnen in Zukunft Radiometer wie MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectrometer) und HIRIS (High Resolution Imaging Spectrometer), die im Rahmen des amerikanischen Weltraumprogramms für die 90er Jahre (EOS -Earth Observing System) vorgeschlagen wurden und ebenfalls zur Untersuchung der Reflexionsfunktion in der Lage sein sollen, die Erdoberfläche unter verschiedenen Blickrichtungen abzutasten. Die Messung der Anisotropie vom Satelliten aus beinhaltet dabei sowohl das winkelabhängige Reflexionsvermögen des Untergrundes als auch das winkelabhängige Streuverhalten der Luftmoleküle und Aerosolteilchen

Zur Simulation verschiedener Oberflächen werden nun Reflexionsfunktionen aus der Literatur mit verschiedenen spektralen Albeden nach Bowker (1985) überlagert, um Oberflächen zu simulieren, die die gleiche Struktur haben, aber ein anderes spektrales Reflexionsvermögen aufweisen. Dazu werden die bekannten Reflexionsfaktoren auf den Mittelwert über den Reflexionshalbraum normiert. In der Schreibweise der Diskretisierung folgt (vgl. Kap. 4.2):

$$(5.8) \quad R_N(\mu_k, \phi_1; \mu_i, \phi_j) = \frac{R(\mu_k, \phi_1; \mu_i, \phi_j)}{1/\pi \sum_{i=1}^{32} \sum_{j=1}^6 R(\mu_k, \phi_1; \mu_i, \phi_j) \mu_i c_i \Delta\phi}$$

Die normierte Reflexionsfunktion R_N beschreibt dabei analog zur normierten Streufunktion des Aerosols die relative Verteilung der reflektierten Strahlung über den Reflexionshalbraum.

Aus dem Datensatz von Bowker et al. (1985) geht nicht hervor, zu welcher Tageszeit die spektrale Albedo gemessen wurde. Die spektrale Albedo eines isotropen Reflektors ist unabhängig von der Einstrahlung. Bei einem anisotropen Reflektor kann dagegen die veränderliche Einstrahlung im Laufe eines Tages zu Änderungen in der spektralen Albedo führen (z. B. Kriebel 1979). Nach Kriebel und Köpke (1987) kann aus den Reflexionsfak-

toren die spektrale Albedo berechnet werden, wenn man annimmt, daß die Strahlung nur aus einer Richtung, der Richtung der direkten Sonnenstrahlung, einfällt. Aus Gleichung (4.6) folgt nach Kriebel und Köpke (1987) mit der Näherung für die Reflexionsfunktion und in der Schreibweise der Diskretisierung:

$$(5.9) \quad A_{\lambda}(\mu_m) =$$

$$\frac{\sum_{l=1}^{32} \sum_{k=1}^6 \sum_{j=1}^{32} \sum_{i=1}^6 \frac{1}{\pi} R_{\lambda}(\mu_k, \phi_l; \mu_i, \phi_j) L_{\lambda}(\mu_i, \phi_j) \mu_i c_i \Delta\phi \mu_k c_k \Delta\phi}{\sum_{j=1}^{32} \sum_{i=1}^6 L_{\lambda}(\mu_i, \phi_j) \mu_i c_i \Delta\phi}$$

μ_m bezeichnet den cos des Sonnenzenitwinkels θ_m . A_{λ} ist die Näherung für die spektrale Albedo ρ_{λ} . Mit der Einstrahlung aus nur einer Richtung (μ_m, ϕ_m) folgt:

$$(5.10) \quad A_{\lambda}(\mu_m) = \sum_{l=1}^{32} \sum_{k=1}^6 \frac{1}{\pi} R_{\lambda}(\mu_m, \phi_m; \mu_k, \phi_l) \mu_k c_k \Delta\phi$$

Zur Berücksichtigung der Sonnenzenitwinkelabhängigkeit der spektralen Albedo aufgrund der Anisotropie wird der Wert für $A_{\lambda}(\mu_m)$ auf die mittlere Albedo \bar{A}_{λ} normiert:

$$(5.11) \quad A_{N_{\lambda}}(\mu_m) = \frac{A_{\lambda}(\mu_m)}{\bar{A}_{\lambda}} = \frac{A_{\lambda}(\mu_m)}{2 \sum_{i=1}^6 A_{\lambda}(\mu_i) \mu_i c_i}$$

Bei Simulation einer beliebigen Oberfläche mit dem mittleren Reflexionsvermögen ρ_{λ} folgt somit für die reflektierte Strahldichte am Boden:

$$(5.12) \quad L_{\lambda}(\mu_m, \mu_k, \Phi_1) =$$

$$\sum_{j=1}^{32} \sum_{i=1}^6 \rho_{\lambda} A_{N_{\lambda}}(\mu_m) \frac{1}{\pi} R_{N_{\lambda}}(\mu_k, \Phi_1; \mu_i, \Phi_j) L_{\lambda}(\mu_j, \Phi_i) \mu_i c_i \Delta\Phi$$

6. Wolkenerkennung und Oberflächenklassifizierung mit METEOSAT

Der erste Schritt zur Ableitung der Bodenalbedo aus Satellitendaten ist die Wolkenerkennung. Im folgenden wird ein Verfahren vorgestellt, das geeignet ist, größere Datenmengen zu bewältigen und Wolken von Landoberflächen zu trennen. Dabei arbeitet es weitgehend automatisch.

6.1 Anwendung einer Histogrammanalyse zur Klassifikation des Satellitenbildes

Der größte Fehler bei der Fernerkundung von Bodenparametern im solaren und infraroten Spektralbereich wird durch die Bewölkung verursacht. Es gibt heute zahlreiche Verfahren zur Wolkenerkennung, jedoch oft auf spezielle Situationen abgestimmt. Zur Anwendung auf größere Datenmengen möchte man ein möglichst automatisches Verfahren haben, das alle Situationen meistert. Dabei verursachen aber Landoberflächen - insbesondere schneebedeckte - noch große Schwierigkeiten, weil Wolken und Land ähnliche Reflexions- und Emissionseigenschaften aufweisen können. Im Rahmen des Weltklimaprogramms wurde ein internationales Projekt zur Erstellung einer Wolkenklimatologie (ISCCP International Satellite Cloud Climatology Project) initiiert. In der ersten Phase wurden Wolkenerkennungsalgorithmen entwickelt bzw. erprobt, darunter einfache Schwellwertmethoden bis hin zu komplexen Verfahren, die unter Einbeziehung von Strahlungstransportsimulationen die Ableitung von Wolkenparametern wie optische Dicke und Obergrenztemperatur erlauben (Rossow et al. 1984). Das ebenfalls in diesem Rahmen von Simmer et al. (1982) entwickelte Verfahren wird hier in modifizierter Form als automatische Methode zur Wolkener-

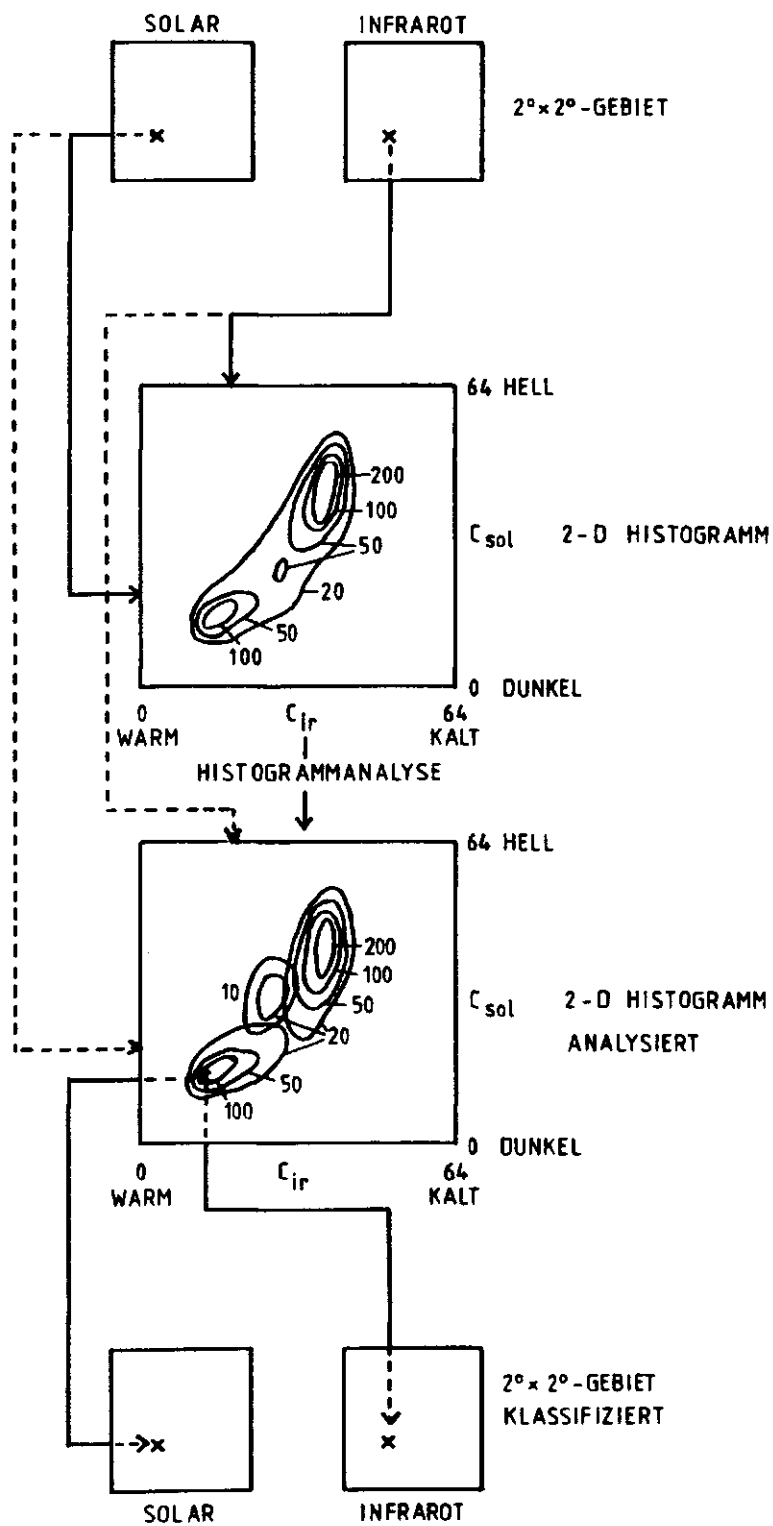


Abb. 6.1: Schematische Darstellung zur Klassifikation des Satellitenbildes und Rückordnung der Pixel.

kennung und Oberflächenklassifikation verwendet. Dabei handelt es sich um ein statistisches Verfahren, das auf einer Histogrammanalyse beruht. In Abb. 6.1 ist das Verfahren schematisch dargestellt. Aus Daten des solaren und infraroten Kanals von METEOSAT wird zunächst ein zweidimensionales Histogramm jeweils für $2^\circ \times 2^\circ$ - Gebiete erstellt. Ein Häufungsmaximum im Histogramm deutet auf eine dominante Eigenschaft eines Oberflächentyps (dunkel oder hell, warm oder kalt) hin. Optisch dicke und hohe Bewölkung würde sich beispielsweise durch hohe Grauwerte im Solaren (hell) und niedrige im Infraroten (kalt) bemerkbar machen, Wald oder Gebirge durch niedrige Grauwerte im Solaren (dunkel) und durch relativ hohe Grauwerte im Infraroten (warm). Dabei treten die einzelnen Oberflächen nicht durch diskrete Grauwerte in Erscheinung, sondern durch eine mehr oder weniger breite Anhäufung im zweidimensionalen Histogramm, wobei das Grauwertepaar des Häufungsmaximums am wahrscheinlichsten die Eigenschaft eines Oberflächentyps beschreibt. Dieses Grauwertepaar zu finden, ist Ziel des Klassifikationsalgorithmus. Die Streuung um das Häufungsmaximum kann dabei folgende Ursachen haben:

- a) Die unterschiedlichen Reflexions- und Emissionseigenschaften eines Oberflächentyps führen zu einer Streuung
- b) Wolken, die in ihrem Durchmesser kleiner sind als das Pixel, führen zu einer Änderung der Strahldichte in beiden Kanälen
- c) Die Streuung enthält schließlich den Meßfehler, das Radiometerrauschen

Durch die Bestimmung des Grauwertepaares, das die beste Information über einen Oberflächentyp liefert, werden kleinskalige Störungen schon vor der eigentlichen Wolkenerkennung eliminiert bzw. ihr Einfluß minimiert. Diese kleinskaligen Störungen können neben der Subpixelbewölkung auch Wolkenschatten oder Sandstaub sein. Solange nicht der gesamte Oberflächentyp von diesen Störungen betroffen ist, werden diese sich nur in einer höheren Streuung um den wahrscheinlichsten Wert niederschlagen.

Der Kern des Verfahrens ist die Anpassung von Gaußverteilungen an die Maxima der eindimensionalen Histogramme im solaren und infraroten Kanal. Aus der Kombination der beiden Gaußverteilungen ergibt sich dann eine

Häufungszone oder Klasse im zweidimensionalen Histogramm, die ein homogenes Gebiet (Wolke oder Boden) mit einem bestimmten Reflexionsvermögen und einer Temperatur im $2^\circ * 2^\circ$ - Gebiet definiert. Die einzelnen Klassen können sich bei dem hier benutzten Verfahren noch überlappen. Repräsentativ für diese Klassen sind die beiden zum Maximum der Häufigkeit gehörenden Modal - Grauwerte C_{SOL} und C_{IR} und die rechts-und linksseitigen Standardabweichungen $\sigma_{l,r SOL}$ und $\sigma_{l,r IR}$.

Die Histogrammanalyse erlaubt also eine Klassifikation des Bildes in verschiedene Wolken und Bodenoberflächen und vor allem die Reduktion der zufälligen Fehler, insbesondere den Fehler des Radiometerrauschens. Während bei einer einfachen räumlichen Mittelung über mehrere Pixel die kleinräumigen Strukturen im Bild verwischt werden, bleiben sie bei diesem Verfahren erhalten. Dabei werden die Kontraste sogar noch erhöht, weil jedem Pixel der Modalwert der jeweiligen Häufung zugeordnet wird (s. Kap.6.2); die höheren Kontraste erleichtern schließlich die Wolken-erkennung.

6.2 Zuordnung der Pixel zu den analysierten Klassen

Damit später die einzelnen Klassen geographisch zugeordnet werden können, werden die einzelnen Pixel "rückgeordnet". Mit der Information über die Grauwerte in den beiden Kanälen kann jedes Pixel einer der Klassen, bzw. jedem Pixel der Modalwert einer Klasse zugeordnet werden (angedeutet in Abb. 6.1 durch die gestrichelte Linie). Dabei ist die Zuordnung eindeutig, wenn die Grauwerte innerhalb einer Standardabweichung der jeweiligen Klasse liegen. Bei Pixeln, die im Überlappungsbereich zweier oder sogar mehrerer Klassen liegen, werden die schon zugeordneten Umgebungspixel bei der Entscheidung mit berücksichtigt:

Es wird angenommen, daß die Oberfläche lokal über mehrere Bildelemente homogen ist, d. h. daß ein noch nicht zugeordnetes Pixel mit höchster Wahrscheinlichkeit den gleichen Klassengrauwert hat wie seine Nachbarpixel. Es wird der Mittelwert M aus den Grauwerten $C_{P_{i,j}}$ der umliegenden (schon rückgeordneten) Pixel $P_{i,j}$ gebildet und dann dem Pixel $P_{l,m}$ der Modalwert derjenigen Klasse zugeordnet, die die Bedingung der minimalen Differenz erfüllt:

$$(6.1) \quad C_{P_{l,m}} = C_k \quad \text{mit } (M - C_k) = \text{Minimum } ((M - C_i)_{i=1,N})$$

N - Anzahl der analysierten Klassen und

C_i - Modalgrauwert der Klasse i

$$(6.2) \quad M = \frac{1}{n} \sum_{i,j} C_{P_{i,j}} \quad \text{Mittelwert aus maximal } n = 24 \text{ Umgebungspixel von } P_{l,m}$$

wobei $l - 2 \leq i \leq l + 2$

$m - 2 \leq j \leq m + 2$

Damit ist ein Bild erzeugt, bei dem jedes Pixel einer Klasse zugeordnet ist. Ein solches Bild stellt die bestmögliche Schätzung unter Minimierung der Einzelfehler dar.

6.3 Extremwertverfahren zur Elimination der Bewölkung

Die erreichte Klasseneinteilung gibt noch keine Auskunft darüber, ob eine Klasse den wolkenfreien Untergrund beschreibt. Der nächste Schritt ist also die eigentliche Wolkenerkennung, die Trennung zwischen Wolken und wolkenfreiem Untergrund. Dazu können z.B. Schwellwerte benutzt werden, die aber speziell über sehr inhomogenem Gelände versagen, wenn sie

nicht räumlich hoch genug aufgelöst werden. Eine andere Möglichkeit bieten Extremwertverfahren. Dabei wird über einen Zeitraum von mehreren Tagen oder einem Monat für jedes Pixel die Minimumstrahldichte im Solaren bzw. die Maximumstrahldichte im Infraroten bestimmt. Diese Verfahren basieren auf der Annahme, daß es in dem betrachteten Zeitraum mindestens einen Tag gibt, an dem keine Bewölkung vorliegt, und daß der Untergrund immer dunkler bzw. wärmer ist als eine Wolke. Für die Anwendung des Verfahrens sind gleiche Tageszeiten und gleiche Blickwinkelgeometrien notwendig, damit ein Vergleich zweier Tage unter annähernd denselben Bedingungen stattfinden kann. Deshalb eignen sich für diese Art der Wolkenerkennung nur geostationäre Satelliten.

Hier wurde ein Extremwertverfahren verwendet, das von dem klassifizierten Satellitenbild ausgeht. Für jedes Pixel wird der Maximumwert im Infraroten bestimmt. Der zugehörige Wert im Solaren wird abgespeichert. Wenn im Infraroten zwei gleiche Werte auftreten, wird im Solaren der niedrigere Grauwert gewählt. Die Infrarotgrauwerte werden als Basis gewählt um Wolkenschatten, die kälter sind, auszuschließen und um den Atmosphäreneinfluß zu minimieren, denn Sandstaub und Situationen mit hohem Wasserdampfgehalt verursachen niedrigere Strahldichten am Oberrand der Atmosphäre im Infraroten (s. auch Kap. 7).

6.4 Vergleich mit einer Schwellwertmethode

Nach der oben genannten Methode wurden die METEOSAT-Daten vom Januar und Juni 1983 11:30 UT ausgewertet. Für den Januar lagen 29 Tage, für den Juni 13 Tage verteilt über den Monat für ganz Afrika vor. In Abb. 6.2 ist das Ergebnis des Verfahrens dargestellt. Viele Einzelheiten der Oberflächenstruktur (z. B. Gebirge und helle Wüstenflächen) sind deutlich auszumachen, was den Erfolg des angewandten Verfahrens demonstriert. Im Juni (Abb. 6.2 b) ist am Golf von Guinea noch Restbewölkung zu erkennen. Eine Überprüfung des Verfahrens ist durch Vergleich mit den Originalbildern möglich. Hargens (1988) hat mit Hilfe einer Bildverarbeitungsanlage für diesen Monat Schwellwerte festgelegt und damit die

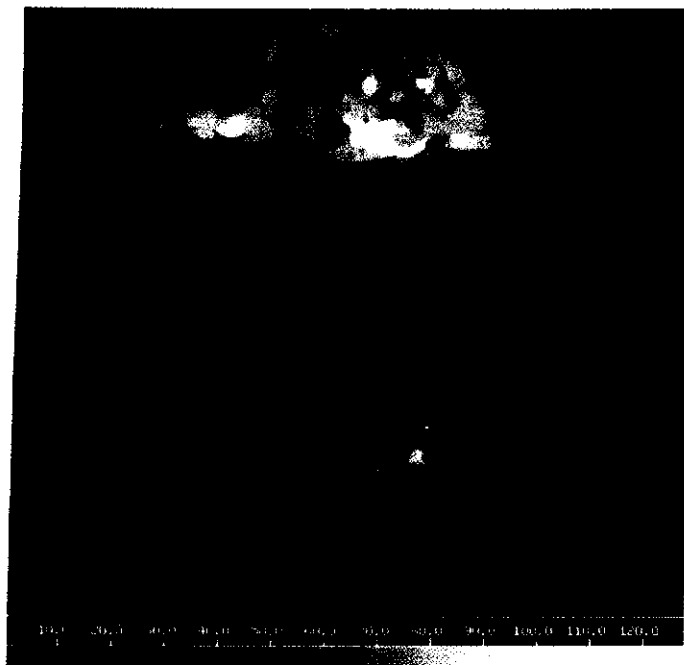


Abb. 6.2 a): Ergebnis des Wolkenerkennungsalgorithmus für den Januar 1983 11:30 UT. Die Grauwerte sind nicht mit dem \cos des Sonnenzenitwinkels normiert.

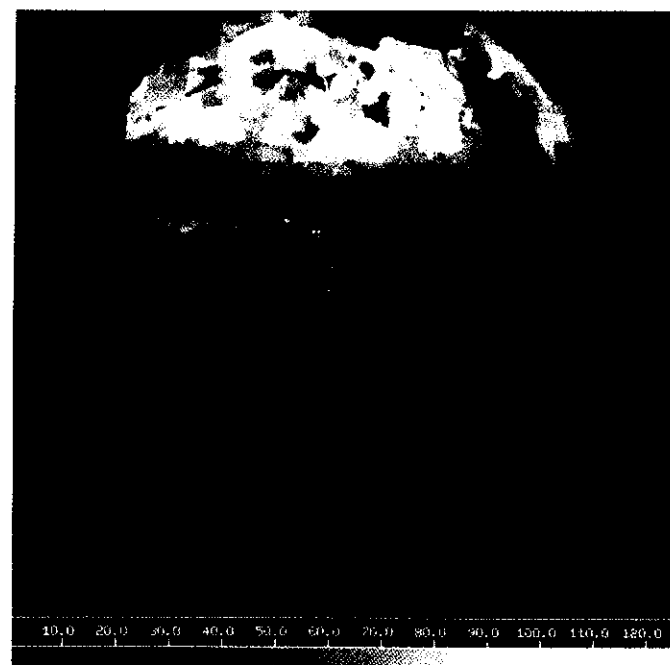


Abb. 6.2.b): Ergebnis des Wolkenerkennungsalgorithmus für den Juni 1983 11:30 UT. Die Grauwerte sind nicht mit dem \cos des Sonnenzenitwinkels normiert.

Wolken eliminiert. Das Ergebnis dieses Verfahrens zeigt Abb. 6.3. In Abb. 6.3 wurden die Grauwerte mit dem \cos des Sonnenzenitwinkels normiert; in Abb. 6.2 sind die Originalgrauwerte dargestellt. Die Gebiete, in denen keine eindeutige Trennung zwischen Wolken und Untergrund möglich war, sind weiß eingefärbt. Die helleren Gebiete, die im Minimumbild zu sehen sind, fallen mit den weiß eingefärbten Gebieten zusammen, so daß sie offensichtlich auf nicht aufgelöste Bewölkung zurückzuführen sind. Hier tritt sehr viel kleinskalige Bewölkung auf, die sich nur sehr wenig vom Untergrund abhebt. Da im Bereich der ITCZ ständig Bewölkung vorhanden ist, gibt es darüberhinaus Pixel, die an keinem der betrachteten Tage wolkenfrei sind. In diesem Fall ist kein Wolkenerkennungsverfahren mehr anwendbar. Eine vollständige Auswertung aller Termine eines Monats könnte noch einige Lücken füllen.

Im Januar Abb. 6.2 b) liegt die ITCZ und damit die Restbewölkung weiter südlich. Über Schwellwerte kann diese Bewölkung noch weiter reduziert werden, ein Restfehler bleibt in diesen Gebieten jedoch noch erhalten.

Das klassifizierte Bild im Solaren bietet die Grundlage für weitere Auswertungen bezüglich der Bodenalbedo.

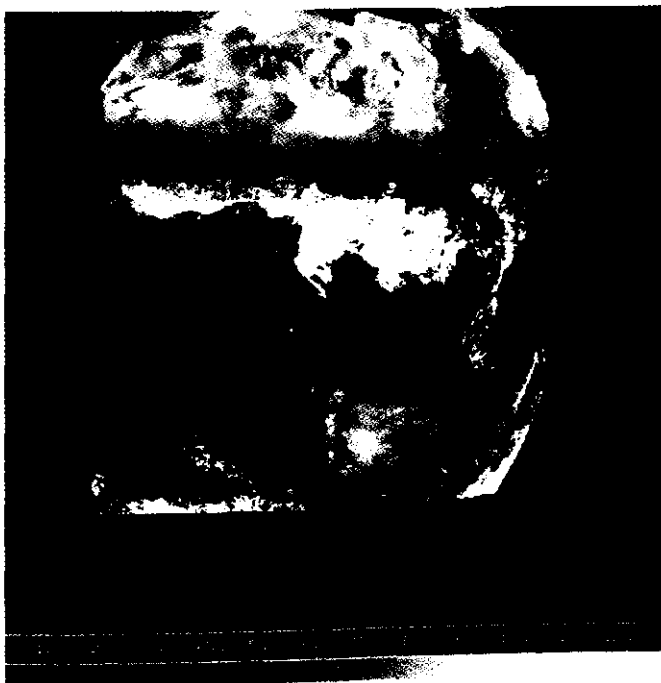


Abb. 6.3: Ergebnis der Schwellwertmethode für den Juni 1983 11:30 UT (Hargens 1988)

7. Der Einfluß der Atmosphäre und der Anisotropie im solaren Kanal von METEOSAT

Abb. 5.1 zeigt die wellenlängenabhängige solare Einstrahlung außerhalb der Atmosphäre und auf Meeresniveau. Der METEOSAT-Kanal liegt in einem sogenannten atmosphärischen Fenster, wo der Einfluß der Atmosphäre gering ist. Durch die Form der Empfindlichkeitsfunktion (Abb. 3.1) werden die Randbereiche im Kurzwelligen und nahen Infraroten mit einer geringen Wichtung versehen und damit der Atmosphäreneinfluß weiter reduziert. Der verbleibende Einfluß ist Gegenstand der folgenden Untersuchungen.

Der Einfluß der Atmosphäre ist von der Wellenlänge abhängig, wobei die Gasabsorption selektiv und hauptsächlich im nahen Infrarot stattfindet, sonst gering oder gleich 0 ist. Dagegen sind die Streuung des Aerosols und die Rayleighstreuung im Kurzwelligen ausgeprägt und nehmen mit der Wellenlänge ungefähr mit $\lambda^{-1.3}$ bzw. λ^{-4} ab. Die Prozesse in der Atmosphäre sind gekoppelt mit den physikalischen Prozessen an der Erdoberfläche. Während die Bodenalbedo von Wasser im Bereich von 3 % bis 10 % liegt, kann die Bodenalbedo im solaren Spektralbereich 25 % bei Vegetation und bis 90 % bei reinem Schnee betragen (Möller 1973). Dabei ist das Reflexionsvermögen ebenfalls wellenlängenabhängig. Über Wasser zeigt sich ein fast konstanter, niedriger Wert, während grüne Vegetation bei $0.7 \mu\text{m}$ einen starken Anstieg des Reflexionsvermögens aufweist (Abb. 5.3). Schließlich sind Landoberflächen in der Regel keine isotropen Reflektoren, sondern zeigen eine von der Beleuchtungs- und Blickwinkelgeometrie abhängige Variation, die ebenfalls wellenlängenabhängig ist (Kriebel 1977). Da Aerosol und Rayleighstreuung mit der Wellenlänge abnehmen, das spektrale Reflexionsvermögen z. B. bei Vegetation im Kurzwelligen klein und im nahen Infrarot groß ist, wird sich die Anisotropie stärker im nahen Infrarot bemerkbar machen. Alle Einflüsse hängen darüber hinaus von Sonnenstand und Blickwinkelgeometrie ab.

Abb. 7.1 veranschaulicht die komplexen Streuprozesse in der Atmosphäre sowie die Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Untergrund. Hier sind auch sogenannte Randeffekte dargestellt, d. h. das Satellitensignal enthält nicht nur die Information über ein homogenes Flächenelement am Boden und der darüberliegenden Atmosphäre, sondern besteht auch aus Strahlung, die von Wolken oder an anderen angrenzenden Bodenoberflächen mit einer anderen Reflexionscharakteristik gestreut wurde. Letztere tragen zu einer Verfälschung des Signals bei. Da der Fehler aufgrund der Subpi-

xelbewölkung durch den Klassifikationsalgorithmus minimiert wird und eine Klasse einen homogenen Untergrund darstellt, können diese Randeffekte vernachlässigt werden.

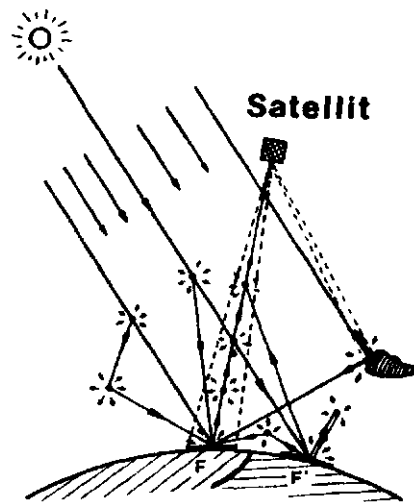


Abb. 7.1: Schematische Darstellung der Streuprozesse in der Atmosphäre und Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Untergrund. F und F' veranschaulichen zwei Oberflächen mit unterschiedlichen Reflexionseigenschaften (nach Ferencz et al. 1987).

Durch die Breite des METEOSAT-Kanals wird ein großer Teil des solaren Spektrums überdeckt. Aufgrund der verschiedenen, von der Wellenlänge abhängigen Einflüsse ist eine Atmosphärenkorrektur, wie sie für schmalbandige Kanäle wie der LANDSAT-Satelliten existieren (Kaufmann und Joseph 1982, Kaufmann und Sendra 1988) nicht so ohne weiteres anwendbar. Diese Verfahren sind außerdem auf dunkle Oberflächen wie Wasser oder Wald angewiesen, da sie die Trübung der Atmosphäre aus dem Satellitenbild selbst ableiten, was über dunklen Oberflächen am besten funktioniert. In einer Arbeit von Diner und Martonchik (1985) wird die Transmission der

Atmosphäre über gleichzeitige Messungen aus verschiedenen Blickwinkeln abgeleitet. Zur Zeit existiert allerdings kein Radiometer, das diese Art der Messung erlaubt.

Eine häufig angewendete Gleichung von Chandrasekhar (1960) verknüpft die Bodenalbedo eines Lambertreflektors mit der Strahldichte am Oberrand der Atmosphäre und Atmosphärenparameter, die die Transmission und Streuung der Atmosphäre beschreiben:

$$(7.1) \quad L = L_0 + T\rho_B/(1-S\rho_B)$$

Dabei bedeuten:

ρ_B - Bodenalbedo

L_0 - auf die abwärtsgerichtete extraterrestrische Strahlungsflußdichte normierter reiner Atmosphärenanteil der zurückgestreuten Strahlung

L - auf die abwärtsgerichtete extraterrestrische Strahlungsflußdichte normiertes Satellitensignal

T - Transmissionsfunktion, die die Schwächung der auf- und abwärtsgerichteten Strahlung beschreibt, $T = T(\theta_{\text{sun}}) T(\theta_{\text{sat}})$

S - "Reflexionskoeffizient", beschreibt die Rückstreuung der vom Boden reflektierten Strahlungsflußdichte durch die Atmosphäre

Diese Gleichung gilt strenggenommen nur für monochromatische Strahlung, bei Anwendung auf breitbandige Satellitenmessungen muß eine Integration vorgenommen werden. Dedieu et al. (1987) setzten zur Anwendung auf METEOSAT eine mittlere, spektral unabhängige Bodenalbedo voraus, Pinty und Tanré (1987) parametrisierten die "Zwei-Wege-Transmission" T in Abhängigkeit von der Globalstrahlung.

Gleichung 7.1 gilt darüber hinaus nur für Lambertreflektoren. Eine Beziehung für anisotrope Reflektoren geben Tanré et al. (1979) für diskrete Wellenlängen an, sie wurde bisher aber nicht für breitbandige Satellitenmessungen erweitert.

Um den kombinierten Einfluß von anisotroper Reflexion und Atmosphäre im

Hinblick auf die Ableitung der Bodenalbedo im METEOSAT - Kanal zu untersuchen, werden Simulationen des Strahlungstransports an einigen Beispielen demonstriert. Später wird dann eine umfassende Analyse vieler verschiedener Situationen vorgenommen, um eine kombinierte Atmosphären- und Anisotropiekorrektur für den METEOSAT - Kanal abzuleiten.

7.1 Einfluß der Anisotropie im solaren Kanal von METEOSAT

Die Anisotropie gewinnt mit zunehmender Wellenlänge an Bedeutung, da die optische Dicke der Atmosphäre abnimmt und das spektrale Reflexionsvermögen der Erdoberfläche zunimmt (Köpke und Kriebel 1978). Simulationen mit dem Strahlungstransportmodell sollen nun zeigen wie sich die Anisotropie auf das METEOSAT - Signal auswirkt. Dazu wurden die Simulationen für die Oberflächen Savanne, Nadelwald und Weideland nach Kriebel (1977) in Beziehung gesetzt zu den Berechnungen für den Fall eines isotropen Reflektors mit dem mittleren spektralen Reflexionsvermögen, das nach Kriebel und Köpke (1987) aus den Reflexionsfaktoren berechnet werden kann. Das mittlere Reflexionsvermögen ist unabhängig vom Sonnenstand.

Abb. 7.2 zeigt die relative Abweichung von einem isotropen Reflektor in % für Savanne a), Weideland b) und Nadelwald c) für zwei Sonnenzenitwinkel. Die Berechnungen wurden durchgeführt für eine Atmosphäre mit einem Gesamtwasserdampfgehalt von 2.2 g/cm^2 , einem Ozongehalt von 0.3 cm NTP und mit kontinentalem Aerosol mit einer Sichtweite von 100 km . Die Abweichungen sind entsprechend dem anisotropen Reflexionsverhalten der Oberflächen im Rückwärtsstreubereich bei $\psi = 180^\circ$ am größten. Aber auch im Vorwärtsstreubereich im Bereich des Strahldichteminimums treten größere (positive) Abweichungen auf. Bei einem Sonnenstand von 66.45° (hier nicht gezeigt) erreichen die Abweichungen über Nadelwald bei $\psi = 180^\circ$ -80% .

Im isotropen Fall wird ein Tagesgang der Bodenalbedo für ein spektrales Intervall (wie z. B. der solare Kanal von METEOSAT) durch die Wellenlängenabhängigkeit der einfallenden solaren Strahlung verursacht. Für dis-

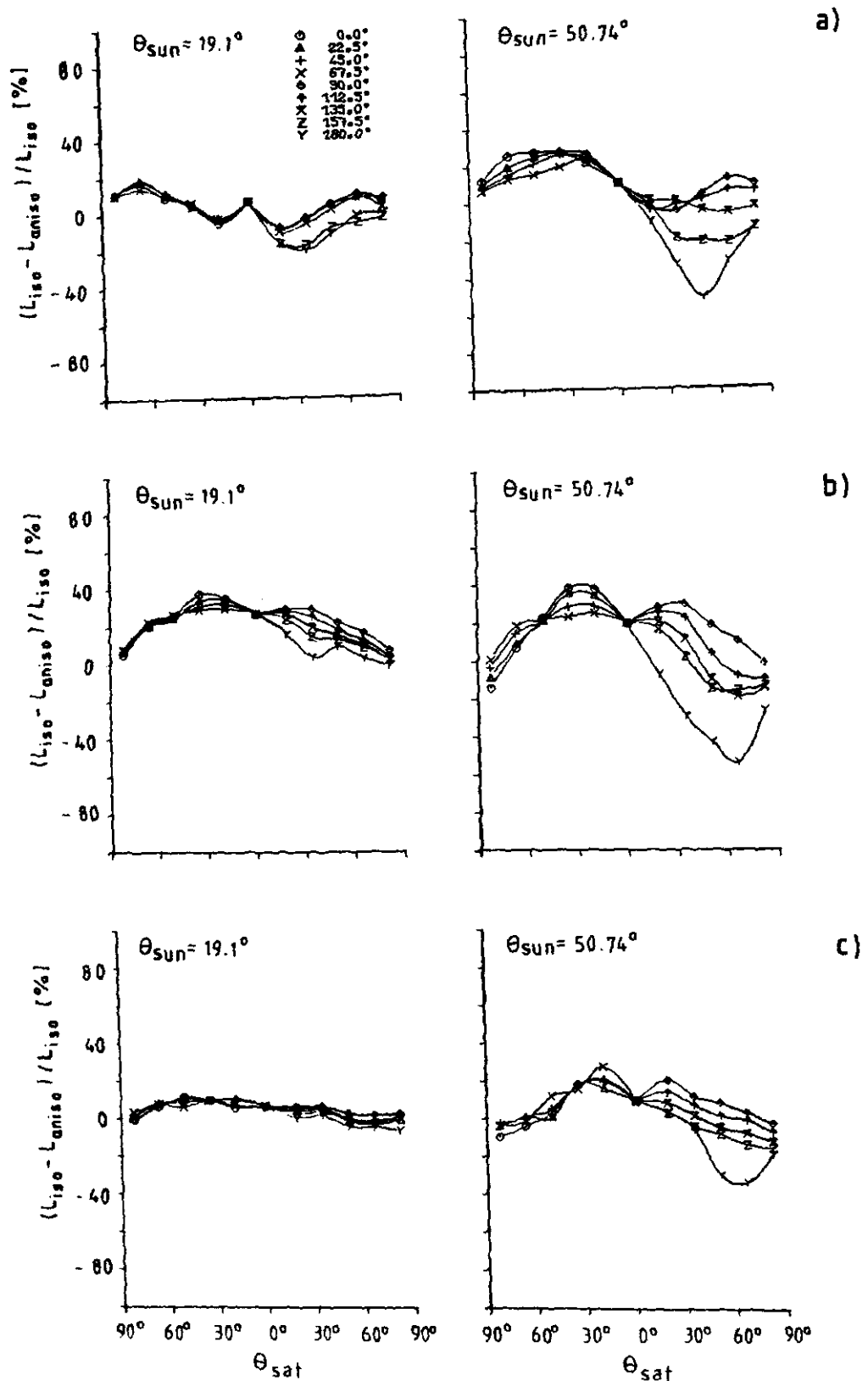


Abb. 7.2: Die relativen Abweichungen der METEOSAT - Strahldichte für den anisotropen Fall von den Strahldichten für den isotropen Fall $(L_{iso} - L_{aniso}) / L_{iso}$ in % für drei Oberflächen : Savanne a), Nadelwald b) und Weideland c) für die Sonnenzenitwinkel 19.11° und 50.74° . Die Symbole kennzeichnen die relativen Azimutwinkel ψ .

krete Wellenlängen ist die Albedo konstant. Dies ändert sich, wenn die Oberfläche anisotrop reflektiert, weil dann die reflektierte Strahlung aufgrund der Struktur von der Verteilung der Einstrahlung abhängt, die sich mit dem Sonnenstand ändert. Ist diese Abhängigkeit über das betrachtete spektrale Intervall gleich, wirkt sich die Anisotropie auch auf das integrierte Signal aus und verstärkt den Tagesgang. Das ist bei Nadelwald der Fall. Die fast durchweg positiven Abweichungen bei $\theta_{\text{sun}} = 19.11^\circ$ werden durch den Tagesgang aufgrund der Anisotropie verursacht. Bei Savanne ist dieser Effekt nicht erkennbar. Kriebel (1979) zeigte, daß der Tagesgang der spektralen Albedo von Savanne über den solaren Spektralbereich betrachtet sehr unterschiedlich ausfällt und sich daher für die Bodenalbedo im solaren Spektralbereich nur noch eine geringe Variation im Laufe des Tages ergibt. Die Reflexionsfunktionen der oben dargestellten Oberflächen werden zusammen mit Reflexionsfunktionen anderer Oberflächen zur Simulation anisotrop reflektierender Grenzflächen im Modell verwendet.

7.2 Interpretation des METEOSAT - Signals bezüglich der Bodenalbedo

Zur Interpretation der Satellitenstrahldichte in Bezug auf die Bodenalbedo wird zunächst der Atmosphäreneinfluß anhand von normierten Strahldichten dargestellt, die einen Vergleich mit der abzuleitenden Bodenalbedo ermöglichen. In Kap. 7.3 werden die absoluten Abweichungen von einer Rayleighatmosphäre wiedergegeben, um zu beurteilen, welche Variation der solare Kanal von METEOSAT - 2 noch auflösen kann. Die normierten Strahldichten werden bezeichnet mit:

$$(7.2) \quad L_1 = \frac{\pi L_M}{F_{0\text{eff}} \cos \theta_{\text{sun}}}$$

L_M - METEOSAT - Strahldichte

$F_{0\text{eff}}$ - effektive abwärtsgerichtete Strahlungsflußdichte am Außenrand der Atmosphäre mit:

$$(7.3) \quad F_{0\text{eff}} = \int_0^{\infty} F_{\lambda, T}^- E_M(\lambda) d\lambda$$

$$(7.4) \quad L_2 = \frac{\pi L_{B, M}}{F_{0\text{eff}} \cos \theta_{\text{sun}}}$$

$L_{B, M}$ - Strahldichte im METEOSAT - Kanal am Boden

$$(7.5) \quad L_3 = \frac{\pi L_{B, M}}{F_{G\text{eff}}}$$

$F_{G\text{eff}}$ - effektive Globalstrahlung mit:

$$(7.6) \quad F_{G\text{eff}} = \int_0^{\infty} F_{\lambda, B}^- E_M(\lambda) d\lambda$$

$$(7.7) \quad L_4 = \frac{\pi L_M}{F_{0\text{eff}} \cos \theta_{\text{sun}}} \quad \text{für } \rho_{B, M} = 0$$

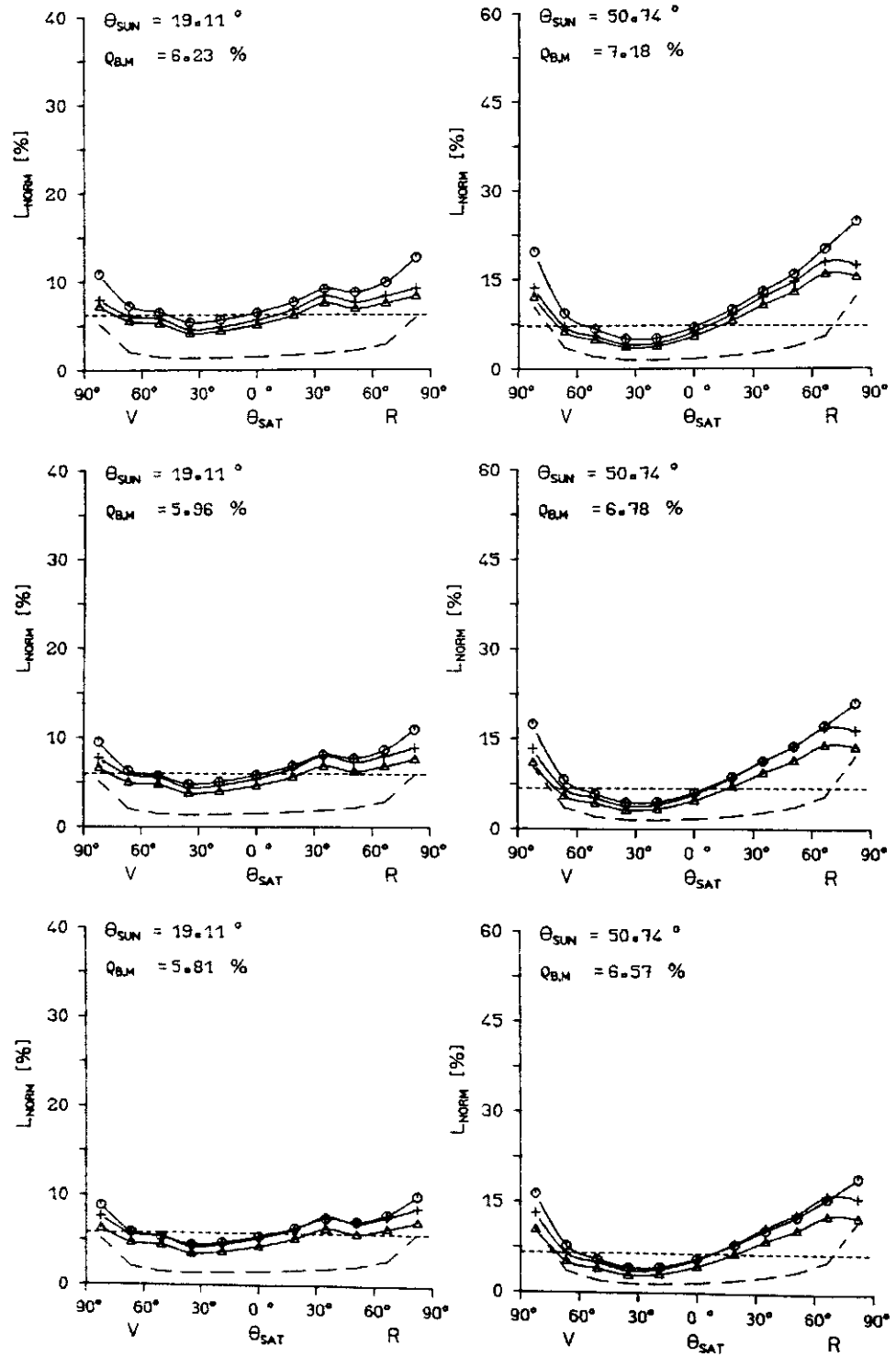
L_1 ist die auf die effektive solare Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre ($F_{0\text{eff}}$) normierte METEOSAT-Strahldichte, L_2 die auf $F_{0\text{eff}}$ normierte Strahldichte am Boden, L_3 die auf die effektive Globalstrahlung normierte Strahldichte am Boden und L_4 die auf $F_{0\text{eff}}$ normierte reine Streustrahlung der Atmosphäre. Letztere ist von der Bodenoberfläche unabhängig und gibt den Teil der Strahlung wieder, der, ohne zum Boden gelangt zu sein, von der Atmosphäre zurückgestreut wird und zu einer Vergrößerung des Satellitensignals führt. Sie folgt aus der Strahlungstransportrechnung, wenn die Bodenalbedo auf 0 gesetzt wird. L_3 zeigt damit die Abweichung von der Bodenalbedo nur aufgrund der Anisotropie. L_1 wäre gleich L_2 und gleich der Bodenalbedo, wenn keine Atmosphäre vorhanden und der Boden ein isotroper Reflektor wäre. L_2 verdeutlicht da-

bei, wieviel dem Boden an Strahlung durch die Extinktion in der Atmosphäre verloren geht. L_1 veranschaulicht die mehrfache Extinktion der Strahldichte auf dem Weg vom Oberrand der Atmosphäre zum Boden und zurück zum Satelliten. Wenn im Zusammenhang mit dem METEOSAT-Kanal von der Einstrahlung am Außenrand der Atmosphäre oder von der Globalstrahlung die Rede ist, ist immer die "effektive" Größe gemeint, d.h. die über die Wellenlänge integrierte Größe, die zuvor mit der spektralen Empfindlichkeit des Radiometers gewichtet wurde.

Abb. 7.3 bzw. 7.4 zeigen die normierten Strahldichten für Nadelwald nach Kriebel (1977) und für Gerste, wobei die spektrale Bodenalbedo von Gerste mit der Reflexionsfunktion für Weideland nach Kriebel (1977) überlagert wurde: a) nur für eine Rayleighatmosphäre b) mit einem Gesamtwasserdampfgehalt von 2.2 g/cm^2 , c) mit einem Gesamtwasserdampfgehalt von 5.3 g/cm^2 , d) ohne Wasserdampf mit kontinentalem Aerosol ("CON") mit einer optischen Dicke von 0.32 bei $0.55 \mu\text{m}$ (horizontale Sichtweite VIS = 25 km) und e) mit einem Wüstenaerosol vom Typ "background" ("BG") nach d'Almeida (1987) mit einer optischen Dicke von 0.43 bei $0.55 \mu\text{m}$ (VIS = 16.6 km) ohne Wasserdampf und f) mit einem Wüstenaerosol vom Typ "wind carrying dust" ("WCD") nach d'Almeida (1987) mit einer optischen Dicke von 1.6 bei $0.55 \mu\text{m}$ (VIS = 3.8 km) ebenfalls ohne Wasserdampf. Unter einer Rayleighatmosphäre wird hier eine Atmosphäre ohne Wasserdampf und Aerosol verstanden. Für den Ozongehalt wurde in allen Fällen ein Wert von 0.3 cm NTP angesetzt.

Aus dem Datensatz für die spektrale Bodenalbedo geht nicht hervor, zu welcher Tageszeit und unter welchen atmosphärischen Bedingungen sie gemessen wurde, so muß hier angenommen werden, daß diese Werte einen Tagesmittelwert darstellen. Nadelwald und Gerste wurden gewählt, um je eine Oberfläche mit starker Strukturierung und eine gleichmäßigere Oberfläche zu simulieren.

Dargestellt sind die normierten Strahldichten für die Hauptebene ($\psi = 0^\circ$ und $\psi = 180^\circ$) für zwei Sonnenzenitwinkel. V steht für Vorwärtsstreuung ($\psi = 0^\circ$), R für Rückwärtsstreuung ($\psi = 180^\circ$). Die kurzgestrichelte Linie gibt den Wert der abzuleitenden gefilterten Bodenalbedo



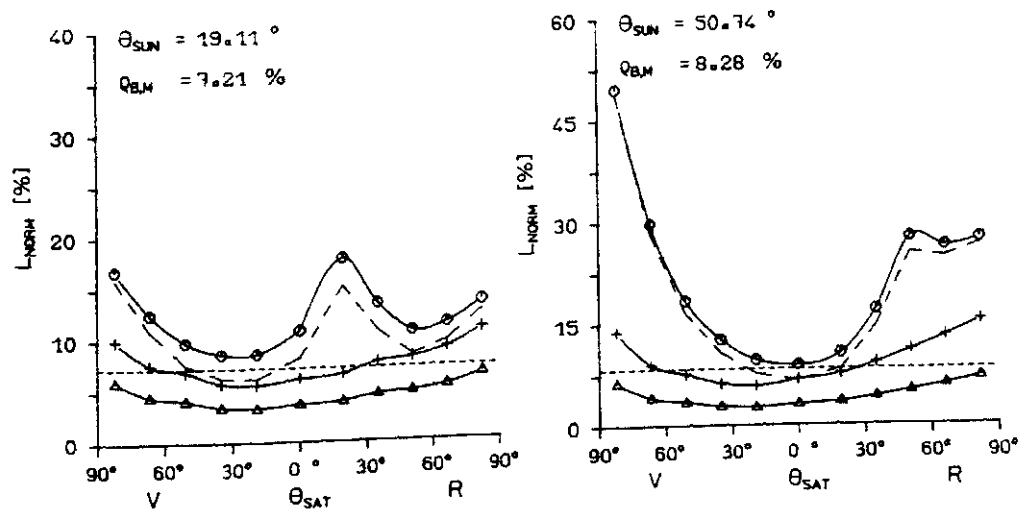
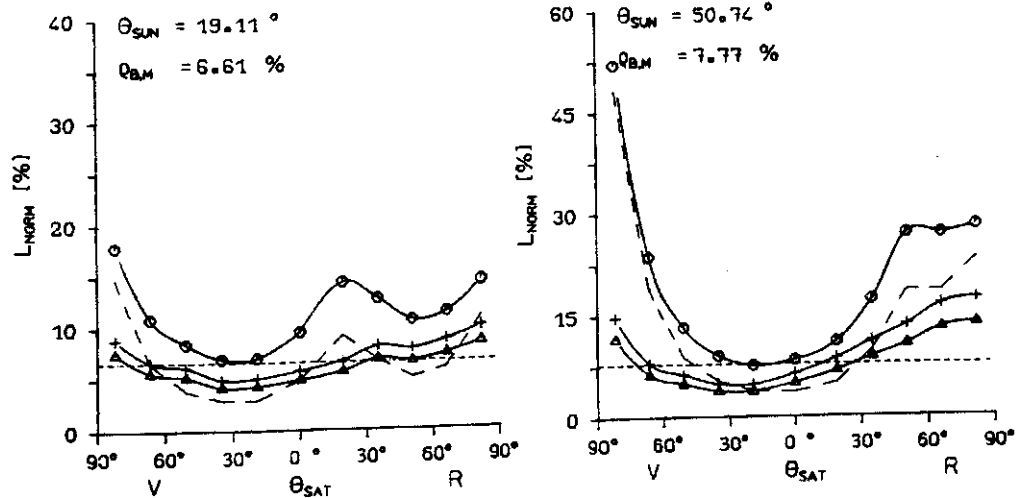
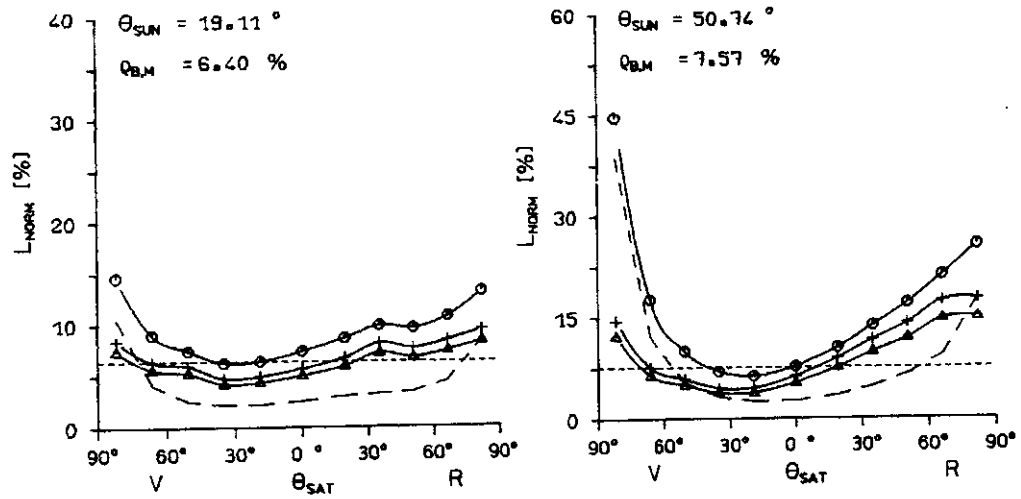


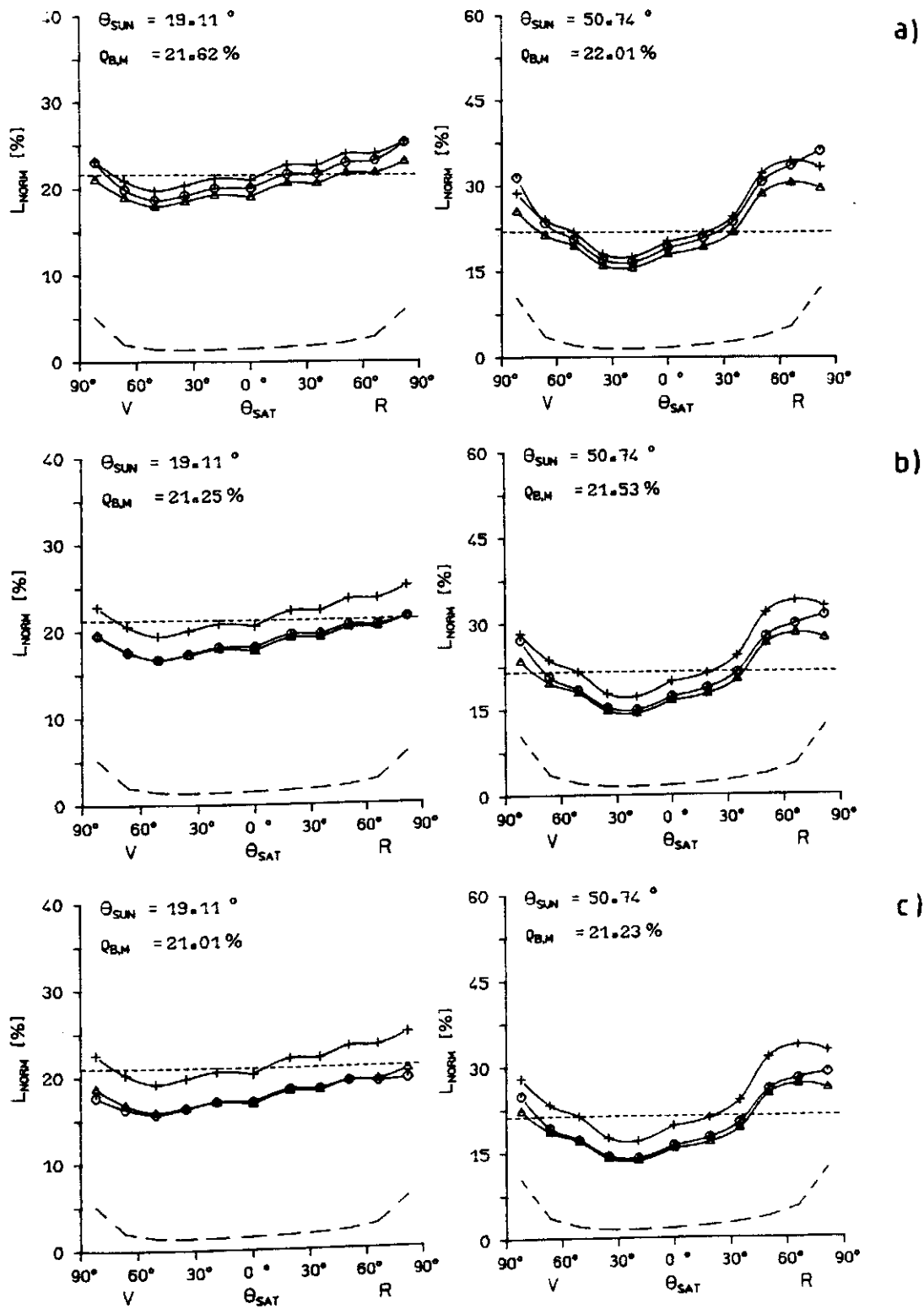
Abb. 7.3: Normierte Strahldichten am Oberrand der Atmosphäre und am Boden (Näheres siehe Text) für Nadelwald nach Kriebel (1977). L_1 ist dargestellt durch das Symbol \odot , L_2 durch das Symbol Δ , L_3 durch das Symbol $+$ und L_4 durch eine gestrichelte Linie. Aufgetragen sind die Vorwärtsstreureichtung bei $\psi = 0^\circ$ (bezeichnet mit "V") und die Rückwärtsstreureichtung bei $\psi = 180^\circ$ (bezeichnet mit "R") in Abhängigkeit vom Satellitenzenitwinkel und für zwei Sonnenzenitwinkel für:

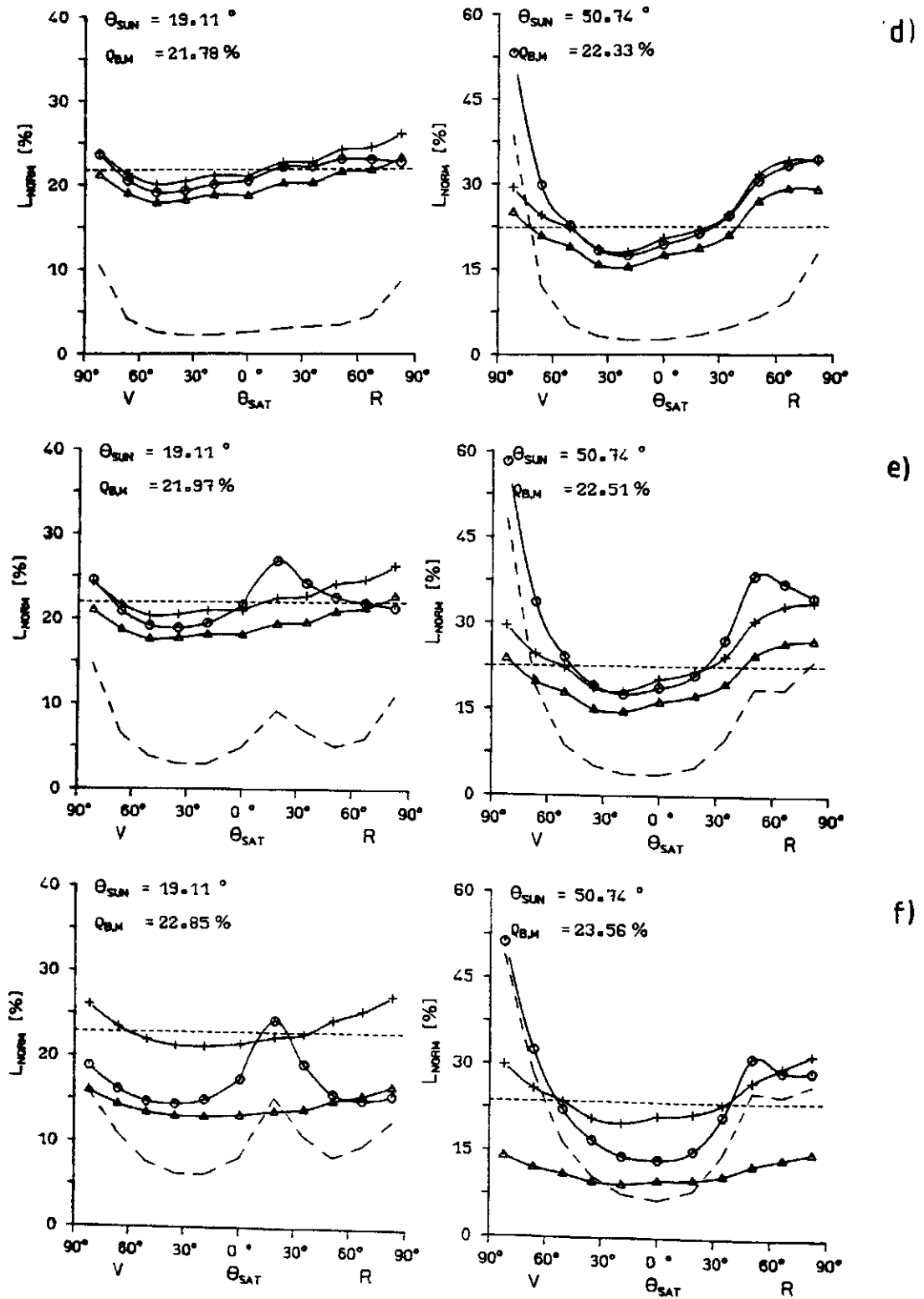
- a) eine Rayleighatmosphäre
- b) für eine Atmosphäre mit Wasserdampf $U_{H_2O} = 2.2 \text{ g/cm}^2$
- c) für eine Atmosphäre mit Wasserdampf $U_{H_2O} = 5.3 \text{ g/cm}^2$
- d) für eine Atmosphäre mit kontinentalem Aerosol VIS = 25 km
- e) für eine Atmosphäre mit "background" - Aerosol VIS = 16.6 km
- f) für eine Atmosphäre mit "wind carrying dust" - Aerosol VIS = 3.8 km

wieder, deren Wert jeweils in der Abbildung angegeben ist. In diesen Azimutrichtungen ist in der Regel die Abweichung von einem isotropen Reflexionsverhalten maximal.

L_1 , die auf $F_{0\text{eff}}$ normierte METEOSAT-Strahldichte, wäre gleich der gefilterten Bodenalbedo, wenn keine Atmosphäre vorhanden und der Boden ein isotroper Reflektor wäre. Die Differenz zu der gefilterten Bodenalbedo ist daher ein Maß für den kombinierten Einfluß von Atmosphäre und Anisotropie in Abhängigkeit von Sonnen-, Satellitenzenitwinkel und relativem Azimutwinkel. Die Abbildungen zeigen, wie stark die Bodenalbedo bei der Annahme von Isotropie über- bzw. unterschätzt werden kann und welchen Einfluß Wasserdampf und Aerosol dabei haben.

Bei hohem Sonnenstand ($\theta_{\text{sun}} = 19.11^\circ$) weicht L_1 bei einer Rayleighatmosphäre über Gerste um -3 % ($\theta_{\text{sat}} = 50.74^\circ$) im Vorwärtsstreubereich und um 1.7 % ($\theta_{\text{sat}} = 66.45^\circ$) im Rückwärtsstreubereich von der gefilterten Bodenalbedo ab. Die Abweichungen sind bei größeren Sonnenzenitwinkeln höher. Bei $\theta_{\text{sun}} = 50.74^\circ$ betragen sie über Gerste -5.3 % ($\theta_{\text{sat}} = 19.11^\circ$, $\psi = 0^\circ$) und 11.8 % ($\theta_{\text{sat}} = 66.45^\circ$, $\psi = 180^\circ$). Über Nadelwald betragen bei $\theta_{\text{sun}} = 19.11^\circ$ die maximalen Differenzen -0.8 % ($\theta_{\text{sat}} = 34.99^\circ$, $\psi = 0^\circ$), 3.67% ($\theta_{\text{sat}} = 66.45^\circ$, $\psi = 180^\circ$) und -2.2 % ($\theta_{\text{sat}} = 34.99^\circ$, $\psi = 0^\circ$) und 12.9 % ($\theta_{\text{sat}} = 66.45^\circ$, $\psi = 180^\circ$) für $\theta_{\text{sun}} = 50.74^\circ$.





Interessant ist, daß es mindestens eine Winkelkombination gibt, wo L_1 gleich der gefilterten Bodenalbedo ist, nämlich bei dem Übergang vom Vorwärtsstrebereich, wo bei Vegetation häufig durch Abschattungseffekte ein Strahldichteminimum auftritt, zum Rückwärtsstrebereich mit dem Strahldichtemaximum (vgl. Abb. 7.1). Der Streuanteil der Rayleighatmosphäre L_4 ist gering. Nur bei größeren Satellitenzenitwinkeln sorgt er für eine Aufhellung des Signals. Bei einem Satellitenzenitwinkel von 82.2° beträgt die Abweichung über Nadelwald bei $\theta_{\text{sun}} = 50.74^\circ$, $\psi = 180^\circ$ fast 20 %. Da hier die Atmosphäre das Signal am Oberrand bestimmt, ist die Ableitung der Bodenalbedo bei diesen großen Blickwinkeln wahrscheinlich nicht mehr sinnvoll.

Wasserdampf in der Atmosphäre reduziert die Satellitenstrahldichte (Abb. 7.3, 7.4 b) und c). Die absolute Reduktion hängt für einzelne Wellenlängen gemäß dem Lambert'schen Gesetz von der Signalstärke selbst ab, d. h. hohe Strahldichten werden stärker reduziert als niedrige. Auch im METEOSAT - Kanal ist dieser Einfluß spürbar, wobei sich über Gerste die Absorption stärker auswirkt als über Nadelwald. Wasserdampf bewirkt im Vorwärtsstrebereich ($\psi = 0^\circ$) eine noch stärkere Unterschätzung der gefilterten Bodenalbedo, im Rückwärtsstrebereich dagegen wird die Differenz abgeschwächt. Bei der Interpretation der Satellitenstrahldichte muß daher der kombinierte Einfluß von Anisotropie und Wasserdampf berücksichtigt werden. Die Erhöhung des Gesamtwasserdampfgehaltes von 2.2 g/cm^2 auf 5.3 g/cm^2 bewirkt zwar eine weitere Verringerung der Strahldichte, sie ist jedoch nicht so hoch wie bei der Erhöhung von 0 auf 2.2 g/cm^2 . Die Absorption in den Linien nähert sich der Sättigung. Der Einfluß auf den Streuanteil der Atmosphäre ist vernachlässigbar.

L_1 ist bei einer Rayleighatmosphäre größer als L_2 , die auf $F_{0\text{eff}}$ normierte Strahldichte am Boden, weil die Rayleighstreuung eine Extinktion der abwärtsgerichteten Strahlung, aber gleichzeitig eine Aufhellung der aufwärtsgerichteten Strahlung verursacht. In einer Atmosphäre mit Wasserdampf wird L_1 kleiner als L_2 , weil die Strahlung zweimal, auf dem Weg vom Oberrand zum Boden und zurück zum Satelliten, durch Absorption geschwächt wird.

Abb. 7.3, 7.4 d), e) und f) veranschaulichen die Prozesse in der Atmosphäre und am Boden, wenn anstelle des Wasserdampfes Aerosol aufgenommen

wird. Abb. d) zeigt die normierten Strahldichten bei kontinentalem Aerosol, e) beim BG - Aerosol und f) beim Wüstenaerosol vom Typ "wind carrying dust" ("WCD"). Der Streuanteil der Atmosphäre steigt bei $\psi = 0^\circ$ mit Zunahme des Sonnen- und Satellitenzenitwinkels stark an. Während der Satellit bei $\theta_{\text{sun}} = 19.1^\circ$ mehr den "Rückwärtsstrebereich des Aerosols" sieht ($\theta = 180^\circ$), gerät bei $\theta_{\text{sun}} = 50.7^\circ$ das Vorwärtsstreumaximum des Aerosols ($\theta = 0^\circ$) in das Blickfeld des Satelliten (s. Abb. 7.11). Bei den Wüstenaerosolen zeigt sich bei $\theta_{\text{sun}} = \theta_{\text{sat}}$ und $\psi = 180^\circ$ das sekundäre Intensitätsmaximum der Streufunktion ($\theta = 180^\circ$) (Abb. 7.3, 7.4 e und f). Wo der Streuanteil der Atmosphäre zunimmt, wird entsprechend auch die Satellitenstrahldichte angehoben. Über Nadelwald besteht im Extremfall bei dem optisch dicken Wüstenaerosol das Satellitensignal fast nur noch aus dem Streuanteil der Atmosphäre. Die allgemeine Anhebung von L_1 bei allen Satellitenzenitwinkeln führt über Nadelwald dazu, daß im Nadir die normierte Satellitenstrahldichte gleich der gefilterten Bodenalbedo ist. In realen Atmosphären muß natürlich noch eine leichte Reduktion der Satellitenstrahldichte durch die Wasserdampfabsorption berücksichtigt werden. Die Anhebung von L_1 über Gerste bei dem BG - Aerosol ist außerhalb der Intensitätsmaxima des reinen Atmosphärenanteils gering im Vergleich zu Nadelwald. Bei dem WCD - Aerosol kommt es im Gegensatz zu Nadelwald sogar zu einer deutlichen Verringerung von L_1 . Dies ist zurückzuführen auf die Absorptionseigenschaft des Aerosols, deren Auswirkung vom Reflexionsvermögen des Untergrundes abhängt. Dieser Aspekt wird noch näher in Kap 7.2 untersucht. In den Abb. 7.3, 7.4 d - f wird noch ein weiterer Einfluß des Aerosols sichtbar:

L_3 , die auf die Globalstrahlung normierte Strahldichte wird im Bereich des Strahldichteminimums ($\psi = 0^\circ$) leicht angehoben und im Bereich des Strahldichtemaximums ($\psi = 180^\circ$) reduziert. Gleichzeitig nimmt die Bodenalbedo zu, die solare Einstrahlung am Boden ab (vgl. L_2). Die Zunahme der Bodenalbedo bei gleichzeitiger Abnahme der Einstrahlung kann nur bedeuten, daß sich die Reflexionseigenschaften des Untergrundes verändert haben. Abb. 7.5 zeigt L_3 für den gesamten Reflexionshalbraum am Beispiel Nadelwald für eine Rayleighatmosphäre und für Atmosphären mit den verschiedenen Aerosolen. Ganz deutlich sind die Änderungen bei einer starken Trübung der Atmosphäre (Abb. 7.5 d). Da L_3 nur den Einfluß der

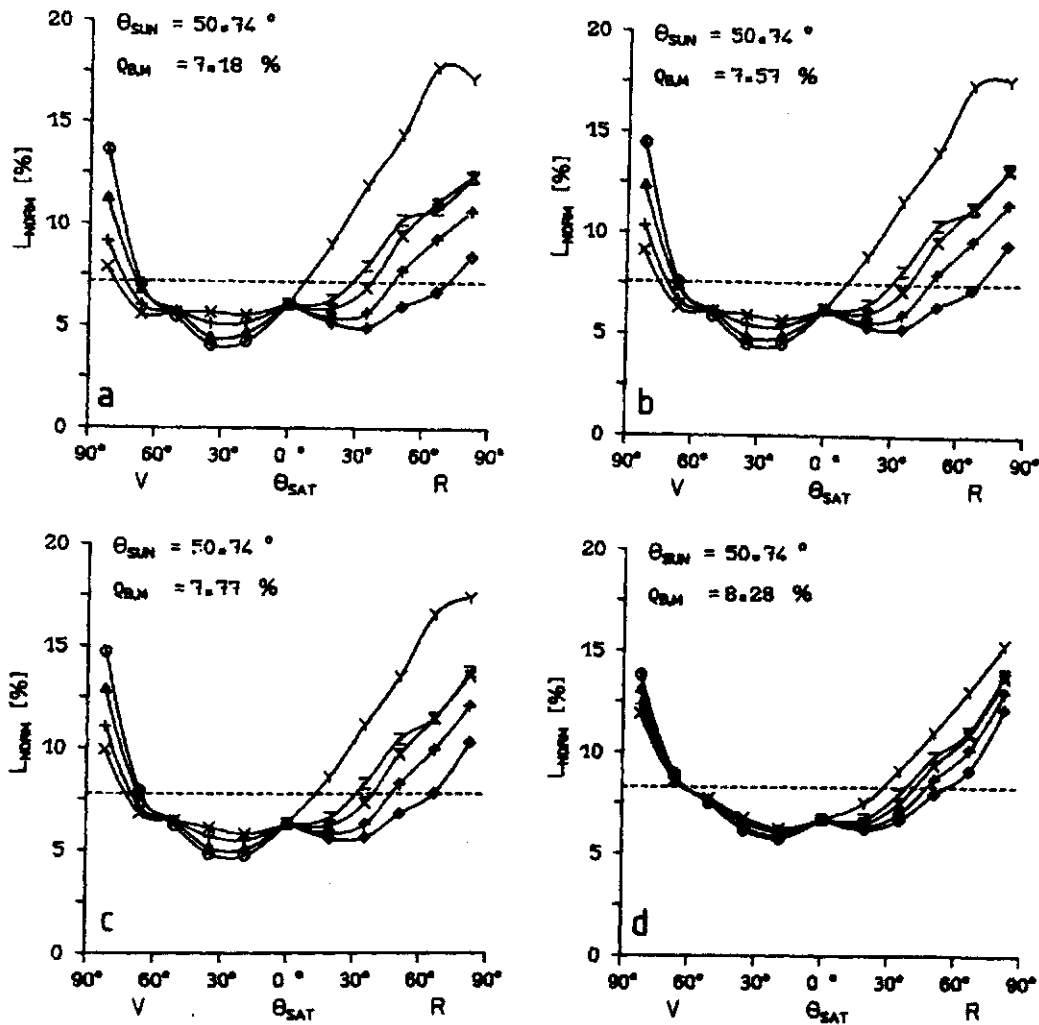


Abb. 7.5: Auf F_{Geff}/π normierte Strahldichte am Boden über Nadelwald in Abhängigkeit vom Satellitenzenitwinkel. Dargestellt sind die Strahldichten für relative Azimutwinkel zwischen 0° und 180° (gekennzeichnet durch die Symbole) und für einen Sonnenzenitwinkel von 50.74° für:

- a) eine Rayleighatmosphäre
- b) eine Atmosphäre mit kontinentalem Aerosol, $\text{VIS} = 25 \text{ km}$
- c) eine Atmosphäre mit "background" - Aerosol, $\text{VIS} = 16.6 \text{ km}$
- d) eine Atmosphäre mit "wind carrying dust" - Aerosol, $\text{VIS} = 3.8 \text{ km}$

Anisotropie wiedergibt, müssen die Änderungen auf eine Änderung des Anisotropieverhaltens zurückzuführen sein. Deering und Eck (1987) stellten bei der Messung der gerichteten Reflexion in Abhängigkeit von der Trübung der Atmosphäre fest, daß sich das Anisotropieverhalten einer Grasfläche mit unregelmäßiger Struktur, wo zum Teil der Untergrund sichtbar war, mit Zunahme der optischen Dicke abschwächte, weil die Teile der Oberfläche, die vorher im Schatten lagen, durch den höheren diffusen Anteil der Einstrahlung stärker beleuchtet wurden. Anhand der Simulationen lassen sich diese Effekte nachvollziehen. Bei einer höheren Trübung der Atmosphäre erhöht sich der Anteil der diffusen Einstrahlung in allen Spektralbereichen (hier nicht gezeigt). Dabei wird ein Teil der direkten Sonnenstrahlung auf andere Einfallsrichtungen verteilt, wodurch der Boden eine gleichmäßigere Beleuchtung erfährt und Abschattungseffekte gemindert werden. Die Folge ist eine Abschwächung der anisotropen Reflexion des Untergrundes und damit verbunden eine Erhöhung der reflektierten Strahlungsflußdichte, auch wenn insgesamt weniger Strahlung durch die stärkere Extinktion in der Atmosphäre die Erdoberfläche erreicht. Das erklärt den leichten Anstieg der Bodenalbedo.

Die Anisotropie, die am meisten die Strahldichte am Oberrand der Atmosphäre beeinflusst, bleibt selbst bei größeren optischen Dicken erhalten. Der Einfluß der Atmosphäre ist dagegen bis auf bestimmte Winkelkombinationen relativ gering. Erst bei Situationen mit hohem Staubgehalt (WCD-Aerosol) wird die Wirkung der Anisotropie des Bodens durch die Überlagerung mit dem Streuverhalten des Aerosols deutlich abgeschwächt.

Hier wurden Aerosol- und Wasserdampfeinfluß getrennt dargestellt. In der Realität werden natürlich beide Effekte gemeinsam auftreten, wobei sie sich in Abhängigkeit von der Winkelgeometrie gegenseitig verstärken oder abschwächen können. In Kap. 7.3 wird deshalb dieser kombinierte Einfluß im Zusammenhang mit den absoluten Abweichungen der Strahldichte am Oberrand der Atmosphäre mit Aerosol und Wasserdampf von der Strahldichte einer Rayleighatmosphäre erläutert.

7.3 Abweichung des METEOSAT - Signals einer Atmosphäre mit Wasserdampf und Aerosol von dem einer Rayleightmosphäre

In den Abb. 7.6 - 7.10 sind die absoluten Differenzen zwischen einer Rayleightmosphäre und einer Atmosphäre mit Wasserdampf und Aerosol dargestellt (z. B. $\Delta L_M = L_{M, \text{Rayleigh}} - L_{M, \text{Rayleigh} + \text{Aerosol}}$). Unter einer Rayleightmosphäre wird wie in Kap. 7.2 eine Atmosphäre ohne Aerosol und Wasserdampf verstanden. Für den Ozongehalt wurde auch hier in allen Fällen ein Wert von 0.3 cm NTP verwendet. Vier Oberflächen mit unterschiedlichem winkelabhängigen und spektralen Reflexionsvermögen sind dargestellt, um den Atmosphäreneinfluß in Abhängigkeit vom Reflexionsvermögen des Untergrundes zu beurteilen: Nadelwald, Gerste überlagert mit der Reflexionsfunktion für Weideland, Basalt und "White Sands" jeweils überlagert mit der Reflexionsfunktion für Salzwüste. Die absoluten Differenzen wurden gewählt, um abzuschätzen, welche Abweichungen der solare Kanal von METEOSAT - 2 noch erfassen kann, der durch die Digitalisierung nur eine begrenzte Auflösung besitzt. Die Auflösung von einem Grauwert beträgt nach Köpke (1983) $2.3 \text{ W/(m}^2\text{sr)}$. In Abb. 7.6 a) - d) sind für die vier Oberflächen die Abweichungen einer Atmosphäre mit kontinentalem Aerosol (VIS = 25 km) von einer Rayleightmosphäre wiedergegeben, in den Abb. 7.7 - 7.9 jeweils die Abweichungen einer Atmosphäre mit dem Wüsten-aerosol "Background" (VIS = 16.6 km) (Abb. 7.7), mit dem Wüstenaerosol "Wind Carrying Dust" (VIS = 3.8 km) (Abb. 7.8) und mit einem Gesamtwasserdampfgehalt von 5.3 g/cm^2 (Abb. 7.9). Alle Abbildungen beziehen sich auf einen Sonnenzenitwinkel von 50.74° , wobei die Differenzen für die gesamte Blickwinkelgeometrie ($\theta_{\text{sat}}, \psi$) dargestellt sind.

Bei den Atmosphären mit Aerosol findet man mit zunehmender Bodenalbedo einen Übergang von überall negativen Differenzen bei Nadelwald zu positiven Differenzen bei den helleren Oberflächen. Ob das Aerosol zu einer Erhöhung oder Verringerung des Satellitensignals führt, hängt somit vom Reflexionsvermögen des Untergrundes ab. Das Aerosol stellt durch seine Streu- und Absorptionseigenschaften sowohl eine Strahlungsquelle als auch eine Strahlungssenke dar. Bei hellem Untergrund überwiegt die Eigenschaft des Aerosols als Strahlungssenke, bei dunklem als Strahlungsquelle. Durch die Winkelabhängigkeit der Streuung und der Bodenreflexion ist dieser Effekt von der Winkelgeometrie abhängig.

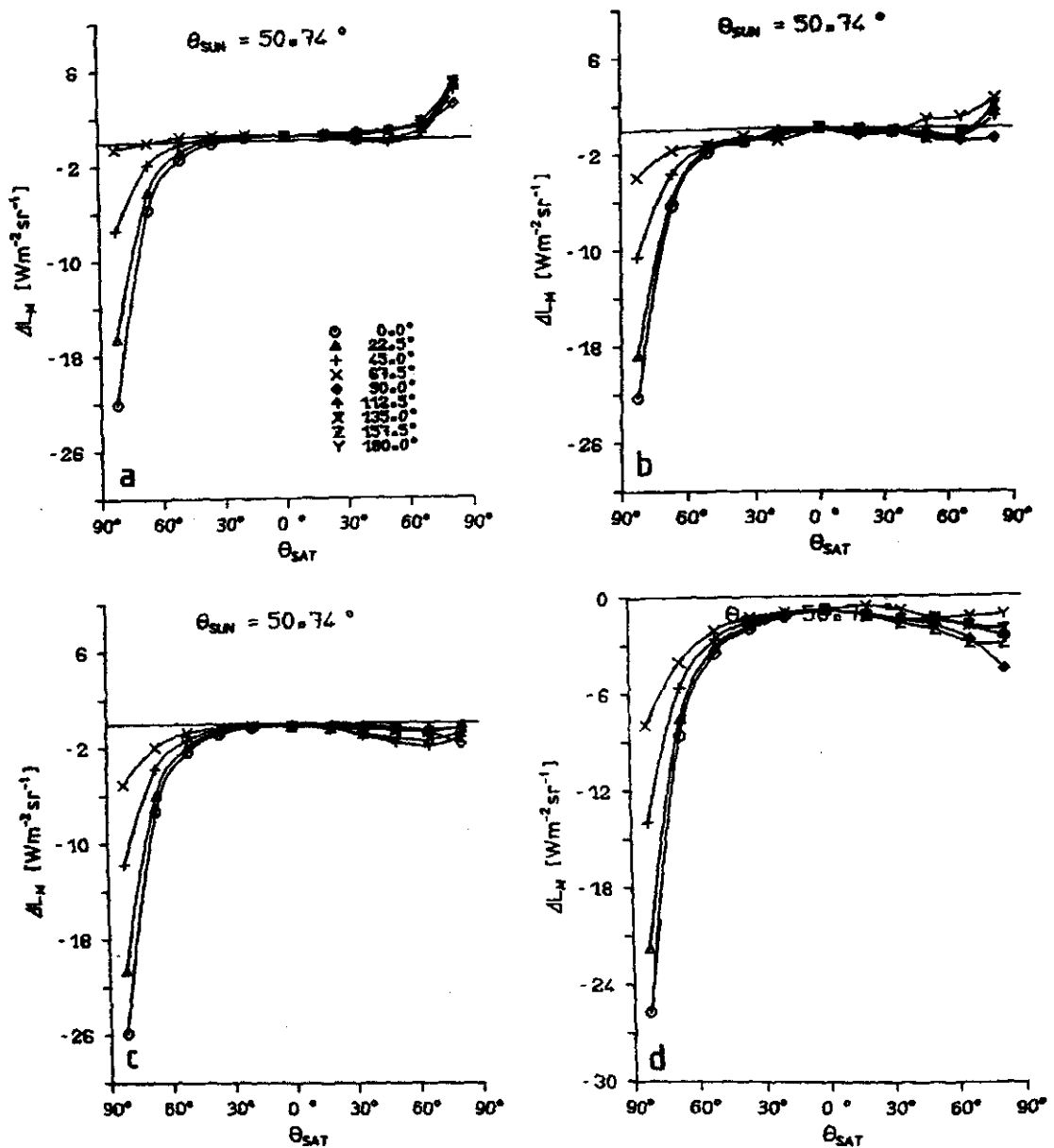


Abb. 7.6: Abweichungen der METEOSAT - Strahldichten für eine Atmosphäre mit kontinentalem Aerosol von denen einer Rayleighatmosphäre in Abhängigkeit vom Satellitenzenitwinkel. Dargestellt sind die Strahldichten von vier Oberflächen für relative Azimutwinkel zwischen 0° und 180° (gekennzeichnet durch die Symbole) und für einen Sonnenzenitwinkel von 50.74° .

- a) "White Sands" überlagert mit der Reflexionsfunktion von Salzwüste
- b) Gerste überlagert mit der Reflexionsfunktion für Weideland
- c) Basalt überlagert mit der Reflexionsfunktion für Salzwüste
- d) Nadelwald

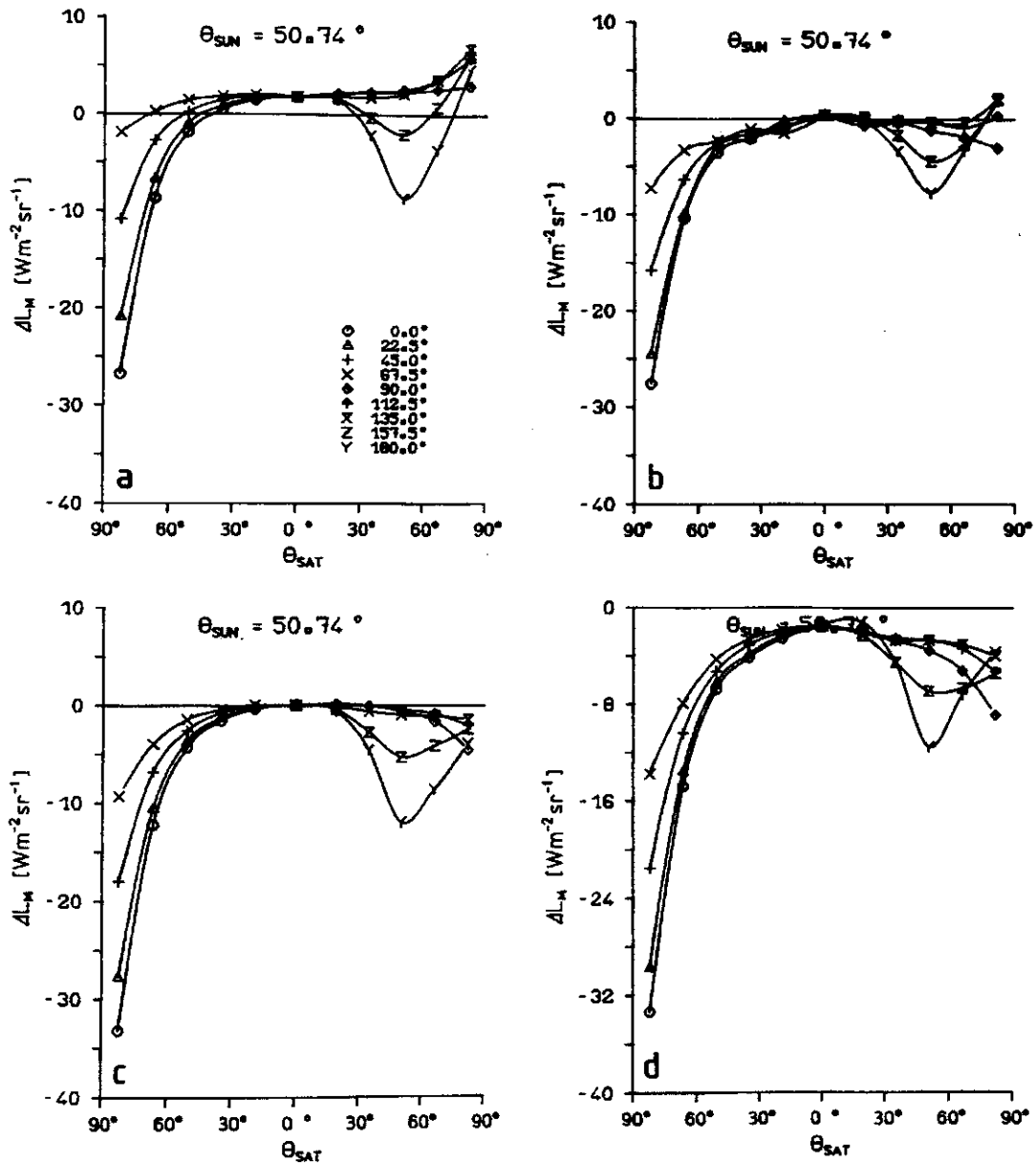


Abb. 7.7: Abweichungen der METEOSAT - Strahldichten einer Atmosphäre mit "background" - Aerosol von denen einer Rayleighatmosphäre, sonst wie bei Abb. 7.6.

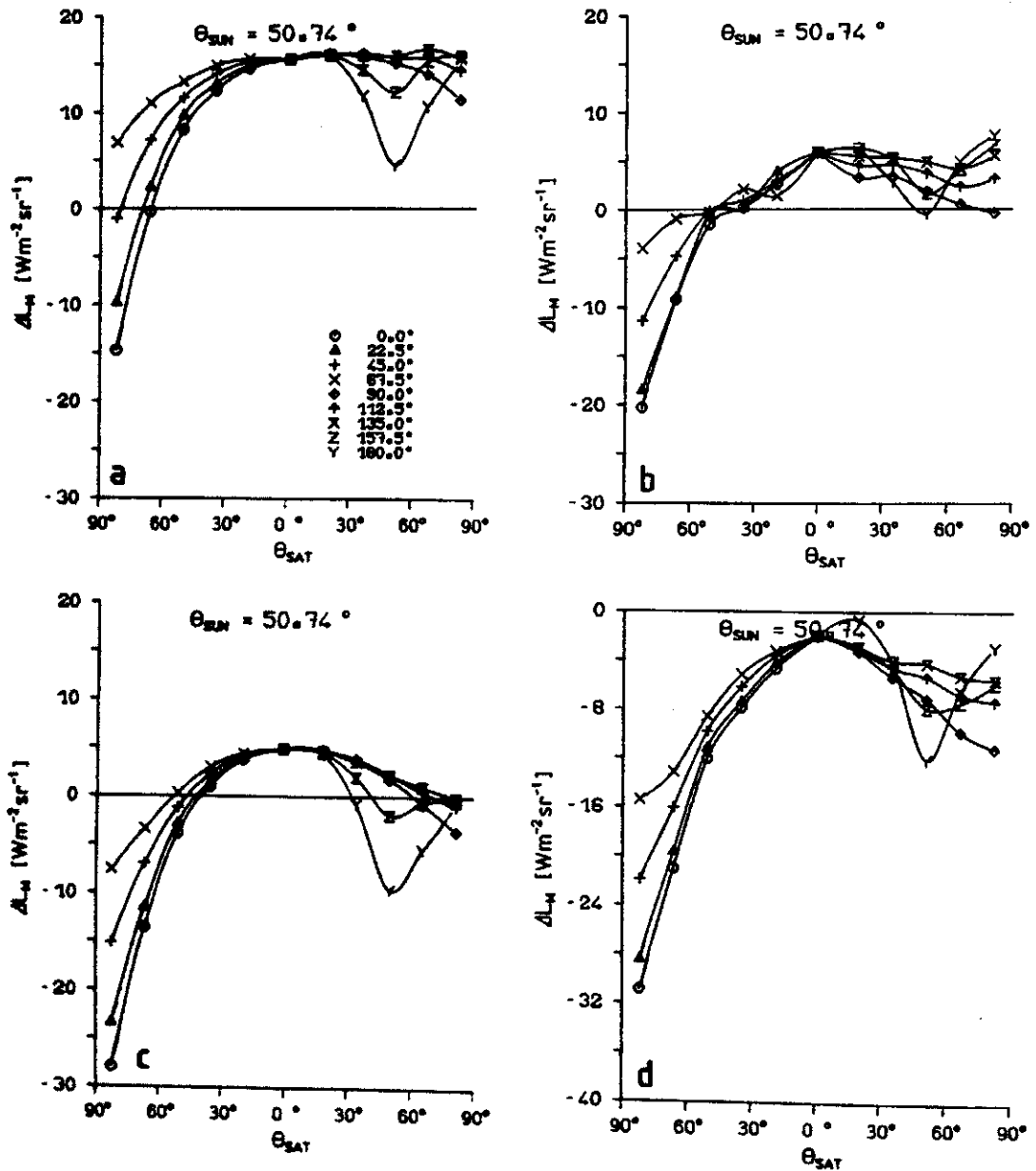


Abb. 7.8: Abweichungen der METEOSAT - Strahldichten einer Atmosphäre mit "wind carrying dust" - Aerosol von denen einer Rayleighatmosphäre, sonst wie bei Abb. 7.6

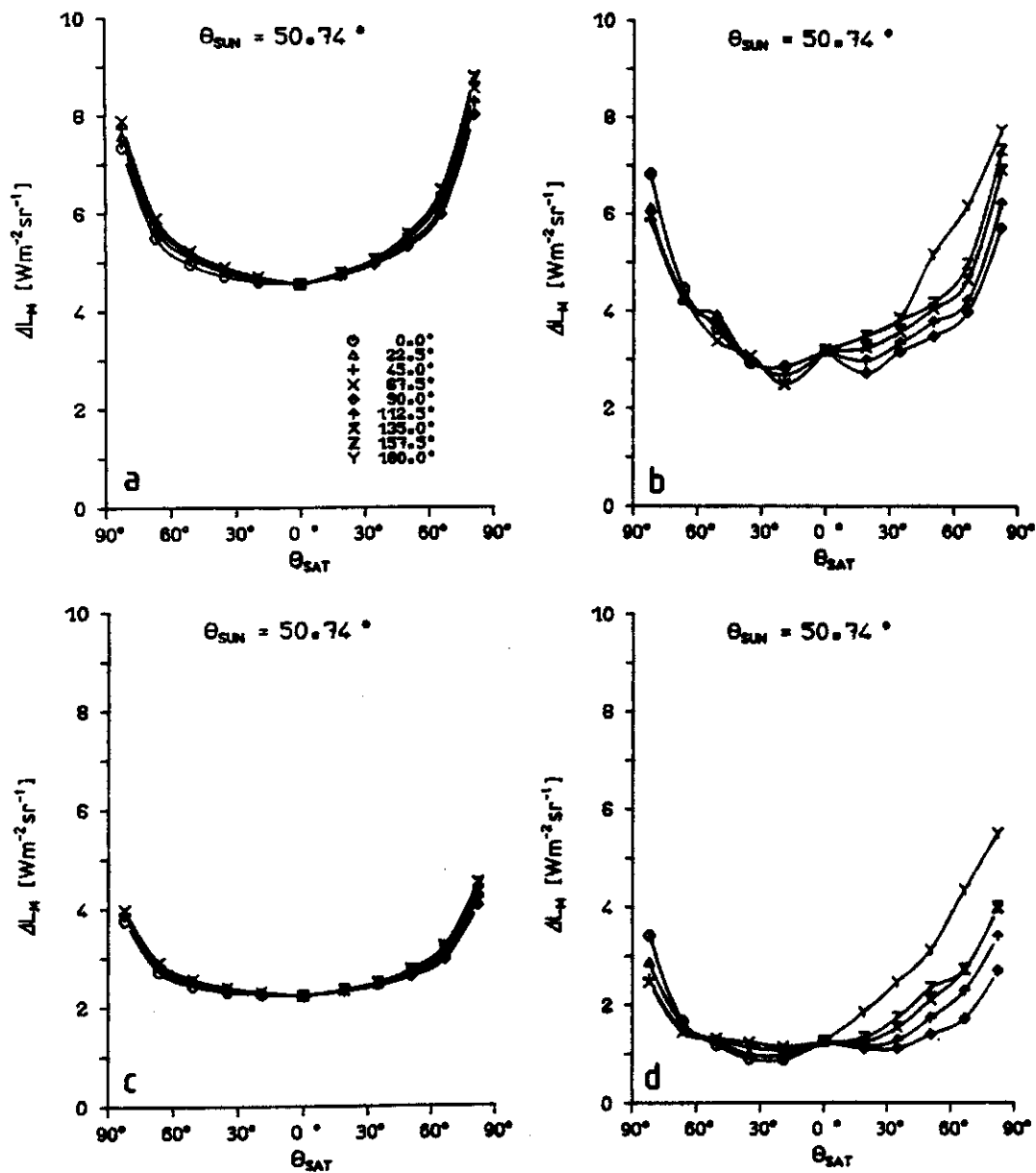


Abb. 7.9: Abweichungen der METEOSAT - Strahldichten einer Atmosphäre mit einem Gesamtwasserdampfgehalt von 5.3 g/cm² von denen einer Rayleighatmosphäre, sonst wie bei Abb. 7.6

Um dabei den Einfluß der Streuung und der Absorption des Aerosols getrennt betrachten zu können, zeigt Abb. 7.10 im Vergleich zu Abb. 7.7 a) für "White Sands" die Abweichungen von einer Rayleighatmosphäre bei Hinzunahme eines Wüstenaerosols vom Typ "background" wobei die Einfachstreueralbedo auf 1 gesetzt wurde, das Aerosol somit nicht absorbiert. Damit zeigt Abb. 7.10, wie sich die Strahldichten am Oberrand der Atmosphäre nur durch die Streueigenschaft des Aerosols verändern. Bei $\theta_{\text{sun}} = 50.74^\circ$ wird bei allen Blickwinkeln die Strahldichte im Vergleich zu einer Rayleighatmosphäre erhöht oder bleibt bei kleinen Satellitenzenitwinkeln unverändert. Die Absorption durch die Aerosolpartikel führt besonders über sehr hellen Oberflächen wie "White Sands" zu einer Verringerung der Strahldichte am Oberrand und damit zu positiven Differenzen zwischen Rayleighatmosphäre und Atmosphäre mit Aerosol (Abb. 7.7 a). Bei hochstehender Sonne kann sich das Aerosol nur durch sein Rückwärtsstreumaximum bemerkbar machen ($\theta = 180^\circ$, bzw. $\theta_{\text{sun}} = \theta_{\text{sat}}$ und $\psi = 180^\circ$) (s. Abb. 7.11), weil die Vorwärtsstreuung vom Satellit aus nicht sichtbar ist. Erst wenn der Sonnenzenitwinkel zunimmt, gerät mehr und mehr der Vorwärtsstreubereich des Aerosols in das Blickfeld des Satelliten. Daraus resultieren die großen negativen Abweichungen bei $\psi = 0^\circ$ bei allen Oberflächen und bei höheren Sonnenzenitwinkeln. Beim kontinentalen Aerosol ist das Rückwärtsstreumaximum nicht ausgeprägt; dagegen ist es deutlich sichtbar bei den Wüstenaerosolen.

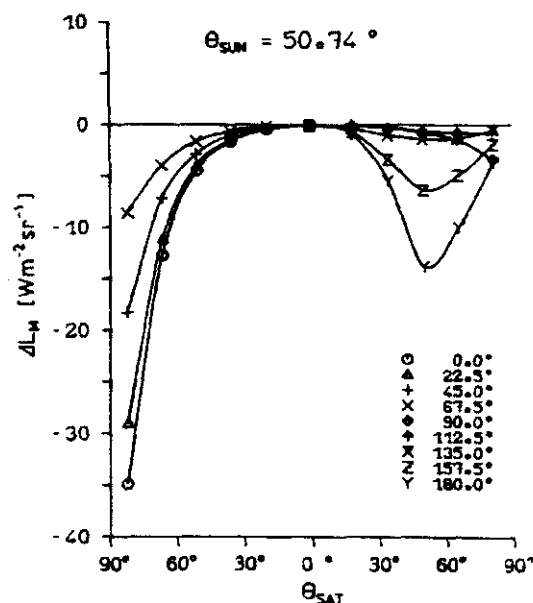


Abb. 7.10: Abweichung der METEOSAT - Strahldichten für eine Atmosphäre mit "background" - Aerosol mit einem $\omega_0 = 1$ über "White Sands" von denen einer Rayleighatmosphäre. Dargestellt sind die Abweichungen für einen Sonnenzenitwinkel von 50.74° und für relative Azimutwinkel zwischen 0° und 180° (gekennzeichnet durch die Symbole)

Die Änderung der Strahldichte am Oberrand der Atmosphäre, die das kontinentale Aerosol bei einer horizontalen Sichtweite von 25 km hervorruft, sind gering. Nur bei großen Satellitenzenitwinkeln kommt es zu einer spürbaren ($> 2.3 \text{ W}/(\text{m}^2\text{sr})$) Aufhellung bei relativen Azimutwinkeln $> 67.5^\circ$ (Abb. 7.6). Bei kleinen Sonnenzenitwinkeln sind die Differenzen noch geringer. Nur bei Nadelwald als dunkle Oberfläche wird das Signal etwas stärker aufgehellt. Tabelle 7.1 zeigt die maximalen positiven und negativen Abweichungen von einer Rayleighatmosphäre für die vier Oberflächen. Dabei wurde der Satellitenzenitwinkel von 82.2° nicht berücksichtigt, weil bei diesem Winkel vorwiegend die Atmosphäre das Signal am Oberrand bestimmt. Überall wo die Differenzen unterhalb des Auflösungsvermögens liegen, also kleiner als $2.3 \text{ W}/(\text{m}^2\text{sr})$ sind, wurde dies entsprechend vermerkt.

Die positiven Abweichungen (gleichbedeutend mit einer Verringerung des Signals) sind beim kontinentalen Aerosol vernachlässigbar, da sie - läßt man Satellitenzenitwinkel von 82.2° außer Acht - unterhalb des Auflösungsvermögens von einem Grauwert liegen. Die Abhängigkeit des Aerosoleinflusses vom Reflexionsvermögen ist hier noch nicht so ausgeprägt aber vorhanden. Bei einer Atmosphäre mit "background" - Aerosol ist die Abhängigkeit schon größer, hier erscheinen nun die positiven Abweichungen über der hellsten Oberfläche (Abb. 7.7). Sie sind aber mit 2 - 3 Grauwerten als maximale Differenz immer noch gering. Die größten Unterschiede zeigen sich beim WCD - Aerosol (Abb. 7.8) mit nach wie vor überall negativen Abweichungen über Nadelwald und großen Abweichungen - positiv wie negativ - über den anderen Oberflächen. Hier empfiehlt es sich nicht mehr, Oberflächen mit extremen Reflexionseigenschaften (sehr dunkel und sehr hell) in einer Atmosphärenkorrektur gemeinsam zu behandeln, wenn Situationen mit diesem Aerosoltyp bei der Korrektur berücksichtigt werden sollen.

Bisher wurden nur Atmosphären ohne Wasserdampf behandelt. Die Wasserdampfabsorption führt bei allen Winkeln zu einer Reduktion der Satellitenstrahldichte und damit zu positiven Differenzen. Bei einem Sonnenzenitwinkel von 50.74° betragen die maximalen Differenzen 6 - 7 $\text{W}/(\text{m}^2\text{sr})$ bei der hellsten Oberfläche ($\theta_{\text{sat}} \leq 66.45^\circ$) und 4 - 5 $\text{W}/(\text{m}^2\text{sr})$ über Na-

Tabelle 7.1 : Maximale positive und negative Differenzen ΔL_M in $W/(m^2sr)$ zwischen einer Rayleighatmosphäre und einer Atmosphäre mit Aerosol für vier Oberflächen. Angegeben ist die zugehörige Blickwinkelgeometrie (θ_{sat}, ψ).

		negative Abweichungen			positive Abweichungen		
Aerosol	θ_{sun}	ΔL_M	θ_{sat}	ψ	ΔL_M	θ_{sat}	ψ
Nadelwald							
CON	0.00°	< 2.3	-	-	-	-	-
	19.11°	- 2.7	66.45°	0.00°	-	-	-
	34.99°	- 4.5	66.45°	0.00°	-	-	-
	50.74°	- 8.6	66.45°	0.00°	-	-	-
	66.45°	- 14.9	66.45°	0.00°	-	-	-
BG	0.00°	- 3.4	66.45°	0°-180°	-	-	-
	19.11°	- 10.4	19.11°	180.00°	-	-	-
	34.99°	- 8.8	66.45°	0.00°	-	-	-
	50.74°	- 14.8	66.45°	0.00°	-	-	-
	66.45°	- 21.8	66.45°	0.00°	-	-	-
WCD	0.00°	- 16.3	0.00°	0°-180°	-	-	-
	19.11°	- 15.8	19.11°	180.00°	-	-	-
	34.99°	- 13.2	66.45°	0.00°	-	-	-
	50.74°	- 21.0	66.45°	0.00°	-	-	-
	66.45°	- 26.3	66.45°	0.00°	< 2.3	-	-
Basalt							
CON	0.00°	< 2.3	-	-	< 2.3	-	-
	19.11°	< 2.3	-	-	< 2.3	-	-
	34.99°	- 3.1	66.45°	0.00°	< 2.3	-	-
	50.74°	- 7.3	66.45°	0.00°	< 2.3	-	-
	66.45°	- 13.3	66.45°	0.00°	< 2.3	-	-
BG	0.00°	- 8.2	0.00°	0°-180°	< 2.3	-	-
	19.11°	- 9.1	19.11°	180.00°	< 2.3	-	-
	34.99°	- 5.7	66.45°	0.00°	< 2.3	-	-
	50.74°	- 12.2	66.45°	0.00°	< 2.3	-	-
	66.45°	- 19.2	66.45°	0.00°	< 2.3	-	-
WCD	0.00°	- 6.8	0.00°	0°-180°	7.7	66.45°	0°-180°
	19.11°	- 7.8	19.11°	180.00°	8.0	66.45°	180.00°
	34.99°	- 7.2	34.99°	180.00°	5.6	0.00°	0°-180°
	50.74°	- 13.5	66.45°	0.00°	4.9	0.00°	0°-180°
	66.45°	- 20.6	66.45°	0.00°	3.9	0.00°	0°-180°
Gerste							
CON	0.00°	< 2.3	-	-	-	-	-
	19.11°	< 2.3	-	-	-	-	-
	34.99°	- 2.8	66.45°	0.00°	< 2.3	-	-
	50.74°	- 6.4	66.45°	0.00°	< 2.3	-	-
	66.45°	- 12.1	66.45°	0.00°	< 2.3	-	-
BG	0.00°	- 8.2	0.00°	0°-180°	< 2.3	-	-
	19.11°	- 7.9	19.11°	180.00°	< 2.3	-	-
	34.99°	- 8.6	34.99°	180.00°	< 2.3	-	-
	50.74°	- 7.9	50.74°	180.00°	< 2.3	-	-
	66.45°	- 10.7	66.45°	180.00°	< 2.3	-	-
WCD	0.00°	- 5.8	0.00°	0°-180°	11.5	66.45°	0°-180°
	19.11°	- 3.9	19.11°	180.00°	12.8	66.45°	180.00°
	34.99°	- 3.0	34.99°	180.00°	16.6	66.45°	180.00°
	50.74°	- 9.6	66.45°	180.00°	5.9	19.11°	180.00°
	66.45°	- 17.6	66.45°	180.00°	4.0	19.11°	168.75°
White Sands							
CON	0.0°	< 2.3	-	-	< 2.3	-	-
	19.11°	< 2.3	-	-	2.7	66.45°	0°-180°
	34.99°	< 2.3	-	-	< 2.3	-	-
	50.74°	- 5.7	66.45°	0.00°	< 2.3	-	-
	66.45°	- 11.5	66.45°	0.00°	< 2.3	-	-
BG	0.0°	- 6.4	0.00°	0°-180°	5.1	66.45°	0°-180°
	19.11°	- 7.3	19.11°	180.00°	6.4	66.45°	180.00°
	34.99°	- 7.7	34.99°	180.00°	5.0	66.45°	146.25°
	50.74°	- 8.7	66.45°	0.00°	3.7	66.45°	135.00°
	66.45°	- 8.6	50.74°	180.00°	3.1	66.45°	135.00°
WCD	0.0°	-	-	-	26.9	66.45°	0°-180°
	19.11°	-	-	-	28.2	66.45°	180.00°
	34.99°	-	-	-	23.0	66.45°	157.50°
	50.74°	< 2.3	-	-	16.5	66.45°	157.50°
	66.45°	- 10.3	66.45°	0.00°	17.8	19.11°	180.00°

delwald. Über Nadelwald liegen die Differenzen bei fast allen Winkelkombinationen unterhalb des Auflösungsvermögens. Bei höheren Sonnenzenitwinkeln sind die absoluten Differenzen höher, da solare Einstrahlung und damit verbunden die reflektierte Strahlung am Boden größer sind. Bei "White Sands" betragen die Differenzen bei einem Sonnenzenitwinkel von 19.11° bis zu $8 \text{ W}/(\text{m}^2\text{sr})$. Auch die relativen Abweichungen der METEOSAT-Strahldichte zeigen bei Wasserdampfabsorption eine Abhängigkeit von der Oberfläche. Dies ist auf das unterschiedliche spektrale Reflexionsvermögen im nahen Infrarot zurückzuführen, wo die Wasserdampfabsorption wirksam ist (Köpke 1982).

Der Einfluß von Wasserdampf ist mit maximal 3 - 4 Grauwerten Differenz zur Rayleighatmosphäre bei der hellsten Oberfläche gering, bedenkt man den hohen Wasserdampfgehalt, der den Berechnungen zugrunde lag. Bei einem Wasserdampfgehalt von $2.2 \text{ g}/\text{cm}^2$ liegen die absoluten Differenzen bei Basalt und Nadelwald bei allen Winkeln unterhalb des Auflösungsvermögens (ausgenommen die Satellitenzenitwinkel von 82.2°). Bei Gerste betragen sie nur 2 - 3 $\text{W}/(\text{m}^2\text{sr})$.

Durch die Aufnahme von Wasserdampf in einer Atmosphäre mit Aerosol kommt es zu einer Verstärkung der positiven Differenzen und zu einer Abschwächung der negativen. Tabelle 7.2 zeigt im Vergleich zu Tabelle 7.1 die Differenzen bei der zusätzlichen Berücksichtigung eines Wasserdampfgehaltes von $4.4 \text{ g}/\text{cm}^2$.

Die großen negativen Abweichungen, hervorgerufen durch das Vorwärtstreumaximum des Aerosols werden bei allen vier Oberflächen verringert. Über Nadelwald treten jetzt positive Abweichungen auf, jedoch sind sie bis auf einen Fall kleiner als ein Grauwert und damit nicht meßbar. Selbst bei einem relativ hohen Wasserdampfgehalt führt also das Aerosol über dunklen Oberflächen wie Nadelwald immer zu einer Aufhellung des Satellitensignals. Während bei Gerste vorher die positiven Abweichungen unterhalb des Auflösungsvermögens lagen, zeigt sich nun eine deutlichere Abschwächung des Satellitensignals von mehr als zwei Grauwerten, ebenso über "White Sands". Die maximalen negativen Abweichungen betragen nun mit dem Wüstenaerosol WCD $-21.2 \text{ W}/(\text{m}^2\text{sr})$ (Nadelwald), $-15.5 \text{ W}/(\text{m}^2\text{sr})$ (Basalt), $-12.4 \text{ W}/(\text{m}^2\text{sr})$ und $-4.7 \text{ W}/(\text{m}^2\text{sr})$ ("White Sands"), mit dem BG -

Tabelle 7.2 : Maximale positive und negative Differenzen ΔL_M in $W/(m^2sr)$ zwischen einer Rayleighatmosphäre und einer Atmosphäre mit Aerosol und Wasserdampf für vier Oberflächen. Angegeben ist die zugehörige Blickwinkelgeometrie.

		negative Differenzen			positive Differenzen		
Aerosol	θ_{sun}	ΔL_M	θ_{sat}	ψ	ΔL_M	θ_{sat}	ψ
Nadelwald							
CON	0.00°	< 2.3	-	-	-	-	-
	19.11°	< 2.3	-	-	< 2.3	-	-
	34.99°	- 2.5	66.45°	0.00°	< 2.3	-	-
	50.74°	- 6.3	66.45°	0.00°	2.4	66.45°	180.00°
	66.45°	-12.1	66.45°	0.00°	3.1	66.45°	180.00°
BG	0.00°	- 7.7	0°	0°-180°	-	-	-
	19.11°	- 7.7	19.11°	180.00°	< 2.3	-	-
	34.99°	- 7.5	34.99°	168.75°	< 2.3	-	-
	50.74°	-11.3	66.45°	0.00°	< 2.3	-	-
	66.45°	-17.3	66.45°	0.00°	< 2.3	-	-
WCD	0.00°	-13.1	0°	0°-180°	-	-	-
	19.11°	-14.0	19.11°	168.75°	-	-	-
	34.99°	- 9.9	66.45°	0.00°	< 2.3	-	-
	50.74°	-16.8	66.45°	0.00°	< 2.3	-	-
	66.45°	-21.2	66.45°	0.00°	< 2.3	-	-
Basalt							
CON	0.00°	-	-	-	3.6	66.45°	0°-180°
	19.11°	-	-	-	3.7	66.45°	180.00°
	34.99°	-	-	-	2.9	66.45°	135.00°
	50.74°	- 4.2	66.45°	0.00°	< 2.3	-	-
	66.45°	- 9.9	66.45°	0.00°	< 2.3	-	-
BG	0.00°	- 4.1	0.00°	0°-180°	3.8	66.45°	0°-180°
	19.11°	- 5.3	19.11°	180.00°	4.5	66.45°	180.00°
	34.99°	- 6.2	34.99°	180.00°	3.3	66.45°	135.00°
	50.74°	- 8.0	66.45°	0.00°	2.4	19.11°	78.75°
	66.45°	-14.2	66.45°	0.00°	< 2.3	-	-
WCD	0.00°	- 2.8	0.00°	0°-180°	10.4	66.45°	0°-180°
	19.11°	- 4.5	19.11°	168.75°	10.7	66.45°	180.00°
	34.99°	- 3.2	34.99°	180.00°	7.7	0.00°	0°-180°
	50.74°	- 9.1	66.45°	0.00°	6.5	0.00°	0°-180°
	66.45°	-15.5	66.45°	0.00°	5.0	19.11°	180.00°
Gerste							
CON	0.00°	-	-	-	5.6	66.45°	0°-180°
	19.11°	-	-	-	6.1	66.45°	180.00°
	34.99°	-	-	-	5.9	66.45°	180.00°
	50.74°	< 2.3	-	-	6.1	66.45°	180.00°
	66.45°	- 7.7	66.45°	0.00°	4.7	66.45°	180.00°
BG	0.00°	- 3.2	0.00°	0°-180°	6.2	66.45°	0°-180°
	19.11°	- 2.6	19.11°	180.00°	7.5	66.45°	180.00°
	34.99°	- 3.4	34.99°	180.00°	6.4	66.45°	180.00°
	50.74°	- 5.3	66.45°	11.25°	3.7	66.45°	135.00°
	66.45°	-11.9	66.45°	11.25°	4.1	66.45°	135.00°
WCD	0.00°	< 2.3	-	-	14.8	66.45°	0°-180°
	19.11°	< 2.3	19.11°	180.00°	16.0	66.45°	180.00°
	34.99°	-	-	-	13.9	66.45°	180.00°
	50.74°	- 4.9	66.45°	11.25°	8.8	66.45°	180.00°
	66.45°	-12.4	66.45°	11.25°	5.7	66.45°	146.25°
White Sands							
CON	0.0°	-	-	-	9.3	66.45°	0°-180°
	19.11°	-	-	-	9.9	66.45°	180.00°
	34.99°	-	-	-	8.5	66.45°	180.00°
	50.74°	- 2.6	66.45°	0.00°	7.0	66.45°	135.00°
	66.45°	- 6.3	66.45°	0.00°	5.7	66.45°	135.00°
BG	0.0°	-	-	-	12.0	66.45°	0°-180°
	19.11°	< 2.3	-	-	13.3	66.45°	180.00°
	34.99°	< 2.3	-	-	10.6	66.45°	180.00°
	50.74°	- 2.3	66.45°	0.00°	9.0	66.45°	135.00°
	66.45°	- 9.0	66.45°	0.00°	7.1	66.45°	135.00°
WCD	0.0°	-	-	-	30.9	66.45°	0°-180°
	19.11°	-	-	-	32.1	66.45°	180.00°
	34.99°	-	-	-	28.8	66.45°	180.00°
	50.74°	-	-	-	19.9	66.45°	135.00°
	66.45°	- 4.7	66.45°	0.00°	14.5	19.11°	180.00°

Aerosol -17.3 , -14.2 , -11.9 und -9.0 $\text{W}/(\text{m}^2\text{sr})$. Die positiven Abweichungen sind maximal beim WCD - Aerosol, aber auch beim kontinentalen Aerosol zeigen sich über Gerste und "White Sands" Differenzen von mehr als zwei Grauwerten.

Wasserdampf und Aerosol führen in Abhängigkeit von dem Reflexionsvermögen und der Winkelgeometrie zu einer spürbaren Veränderung des Satellitensignals, bei kontinentalem Aerosol sind die Abweichungen im Vergleich zu den Wüstenaerosolen gering. In welche Richtung die Strahldichte von METEOSAT verändert wird, hängt sehr vom Reflexionsvermögen des Untergrundes ab. So hat sich gezeigt, daß sich die Strahldichte über Nadelwald bei allen Winkelkombinationen erhöht, bei hellen Sandflächen dagegen führen Aerosol und Wasserdampf hauptsächlich zu einer Verringerung der Strahldichte. Erst wenn das Vorwärtsstreumaximum des Aerosols (mit Zunahme des Sonnenzenitwinkels) oder das sekundäre Intensitätsmaximum der Streufunktion der Wüstenaerosole in das Blickfeld des Satelliten gelangt, überwiegt die Aufhellung. Hier deutet sich schon eine Schwierigkeit der Atmosphärenkorrektur an, wenn ein breites Spektrum möglicher Reflexionseigenschaften zusammen behandelt werden soll. Ob Atmosphärenparameter überhaupt signifikant zur Genauigkeit der Bodenalbedo bei der Ableitung aus der Satellitenstrahldichte beitragen können, wird zusammenfassend über eine multivariate Analyse in Kap. 8 geklärt.

Der Einfluß von Ozon wurde hier nicht gesondert dargestellt, da die Abweichungen von einer Rayleighatmosphäre bei allen vier Oberflächen kleiner als das Auflösungsvermögen des Radiometers (2.3 $\text{W}/(\text{m}^2\text{sr})$) sind.

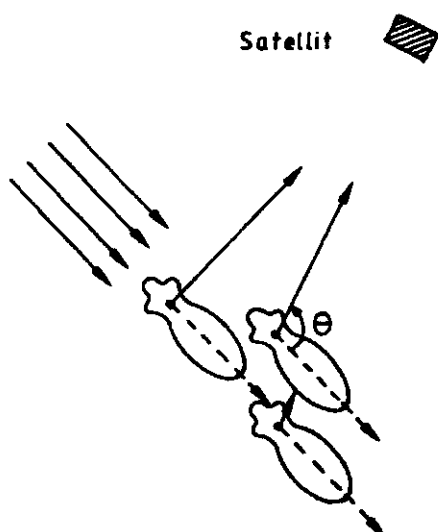


Abb. 7.11: Schematische Darstellung der Streueigenschaft von Aerosolteilchen mit Streuwinkel θ .

7.4 Das Wüstenaerosol

Neben einem kontinentalen Aerosol muß für weite Teile Afrikas ein Wüstenaerosol berücksichtigt werden. Schon seit längerem ist bekannt, daß Saharastaub über große Entfernungen über den Atlantik bis in die Karibik transportiert wird (Prospero und Carlson 1972, Jaenicke und Schütz 1978). Auf Satellitenbildern sind Saharastaubwolken an der Nord-West-Küste Afrikas ein häufig beobachtbares Phänomen. Saharastaub wird aber nicht nur westwärts transportiert, sondern auch in Richtung des Golf von Guinea und ins Mittelmeer (d'Almeida 1986).

D'Almeida (1986) hat mögliche Quellgebiete in der Sahara untersucht, die Massenproduktion und den Transport in andere Gebiete abgeschätzt. Danach werden 60 % des aufgewirbelten Sandstaubes südwärts zum Golf von Guinea, 28 % westwärts zum äquatorialen Nordatlantik und 12 % nach Norden in Richtung Europa verfrachtet.

Abb. 7.12 zeigt die untersuchten Quellgebiete sowie das von d'Almeida errichtete Trübungsmeßnetz. Abb. 7.13 gibt einen Überblick des Massentransportes in die verschiedenen Richtungen in Abhängigkeit von der Jahreszeit. Danach wurden im Juni 1981 $52 \cdot 10^6$ t und im Juni 1982 $42.2 \cdot 10^6$ t nach Süden transportiert, dabei überwiegend aus Gebiet 1 (Spanisch Sahara, Norden von Mauretanien) und Gebiet 3 (westlich des Tibesti-Gebirges im Tschad).

Der Saharastaub muß daher entweder bei der Atmosphärenkorrektur berücksichtigt werden oder vorher durch geeignete Verfahren identifiziert und eliminiert werden. Für die Atmosphärenkorrektur bedeutet die gleichzeitige Behandlung unterschiedlicher Aerosoltypen ein Hindernis, da die unterschiedlichen Streu- und Absorptionseigenschaften bei der gleichen Winkelgeometrie in Abhängigkeit vom Reflexionsvermögen des Untergrundes zu unterschiedlichen Änderungen am Oberrand der Atmosphäre führen (s. Kap. 7.3). In Kap. 7.3 wurde gezeigt, daß auch beim kontinentalen Aerosol die Differenz zur Rayleighatmosphäre vom Reflexionsvermögen des Untergrundes abhängt. Diese Abhängigkeit nimmt beim BG - Aerosol zu und tritt besonders beim WCD - Aerosol in Erscheinung (s. Abb. 7.6 - 7.8). So können allenfalls das kontinentale und das BG - Aerosol gemeinsam in einer Atmosphärenkorrektur behandelt werden.

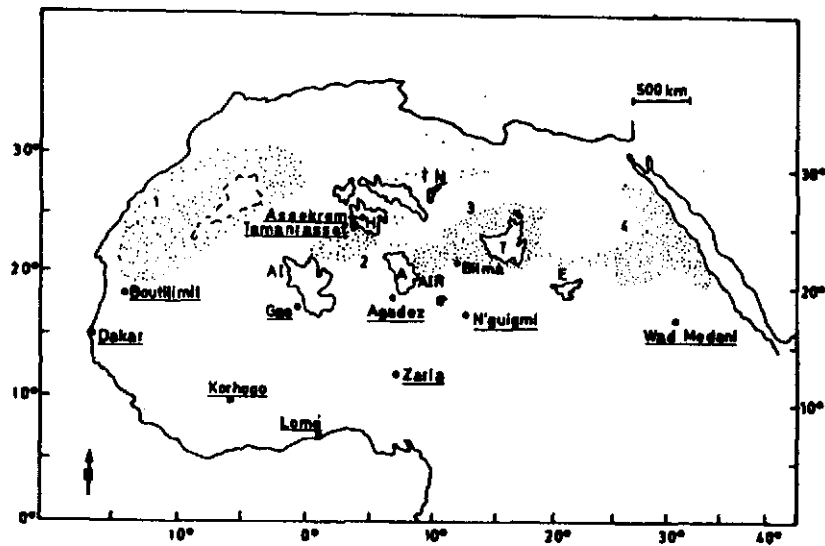


Abb. 7.12: Quellgebiete für den Saharastaub (punktiert) bezeichnet mit den Ziffern 1,2,3 und 4 für Spanisch Sahara (1), Ahaggar (2), Tibesti (3) und Sudan (4) (aus D'Almeida 1986)

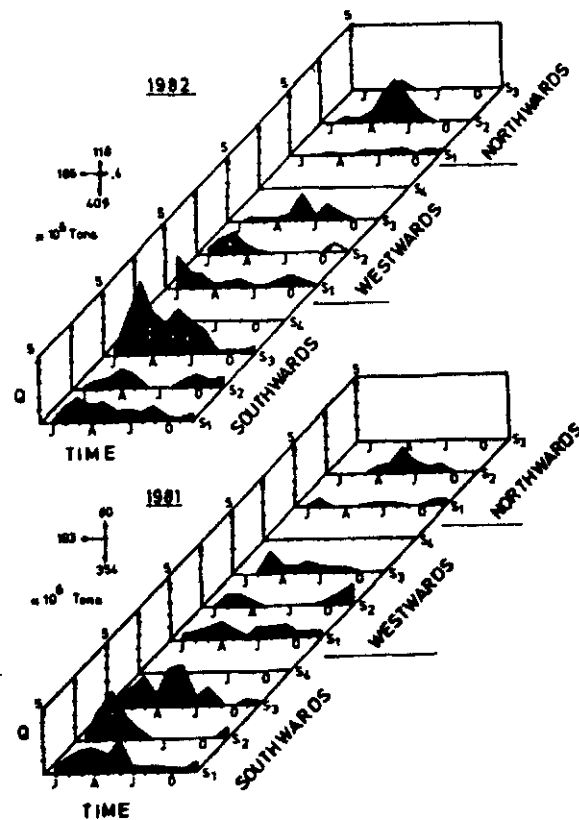


Abb. 7.13: Quellstärke in 10^6 t Mo^{-1} für die verschiedenen Quellgebiete (S1,S2,S3,S4) aus Abb. 7.12 als Funktion der Zeit (aus D'Almeida 1986)

Die Wüstenaerosole absorbieren nicht nur im Solaren sondern zeigen auch ein Maximum des Absorptionskoeffizienten bei $10 - 12 \mu\text{m}$ (d'Almeida 1987), so daß sie auch im infraroten Kanal von METEOSAT eine Änderung der Strahldichte bewirken sollten. Abb. 7.14 zeigt den Küstenbereich nördlich von Dakar: a) die Grauwerte im solaren Kanal am 30. Juni 1979 11:30 UT (links) und am 13. Juni 1979 11:30 UT (rechts), b) die entsprechenden Grauwerte im infraroten Kanal. Deutlich ist der Saharastaub an den höheren Intensitäten im solaren Kanal, bzw. niedrigeren im Infraroten (hell entspricht einer niedrigen Temperatur im Infraroten) über dem Ozean erkennbar. Über Land sind die Unterschiede nicht so deutlich aber trotzdem vorhanden. Im solaren Kanal ist eine Aufhellung zu erkennen, im Infraroten zeigen sich dunkle Streifen von Süd-West nach Nord-Ost parallel zum Ausbruch über dem Ozean. Daß diese Änderungen tatsächlich durch den Saharastaub hervorgerufen werden, belegt Abb. 7.16, die die Synopmeldungen für diese Tage um 12:00 UT zeigt: a) 30. Juni 1979, b) 13. Juni 1979. Am 30. Juni wurde für den Küstenbereich kein Staub, aber trockener Dunst gemeldet. Am 13. Juni wurde dagegen bei Winden aus nordöstlichen Richtungen (25-30 kn) Staubsturm oder Staubtrübung mit Sichtweiten von 0.8 bis 2 km, an der Station 442 sogar eine Sichtweite von unter 100 m angegeben. Nach Abb. 7.12 stammt der Sandstaub aus dem Gebiet 1 (Spanisch Sahara). Abb. 7.15 zeigt Differenzen der Grauwerte zwischen dem 30. Juni und 13. Juni für den solaren Kanal (rechts) und Differenzen zwischen dem 13. Juni und 30. Juni für den infraroten Kanal (links). Negative Differenzen wurden auf 0 gesetzt. Abb. 7.15 zeigt damit die Aufhellung durch den Saharastaub, sowie die Verringerung der Strahlungstemperatur, die von dem Staubausschub am Oberrand der Atmosphäre hervorgerufen wird. Die größte Aufhellung beträgt 14 Grauwerte in der 8 - bit Auflösung, für die 6 - bit Auflösung, wie sie für den solaren Kanal vorliegt, beträgt sie somit 3 Grauwerte. Über den anderen Gebieten ist die Aufhellung geringer und verursacht für die hier vorliegende Winkelgeometrie nur ein "Verrauschen" des Bildes.

Viel stärker als im Solaren wirkt sich das Aerosol im Infraroten aus. Hier beträgt die Differenz bis 30 Grauwerte in der 8 - bit Auflösung, in der reduzierten 6 - bit Auflösung, die hier aus Rechenzeitgründen ver-

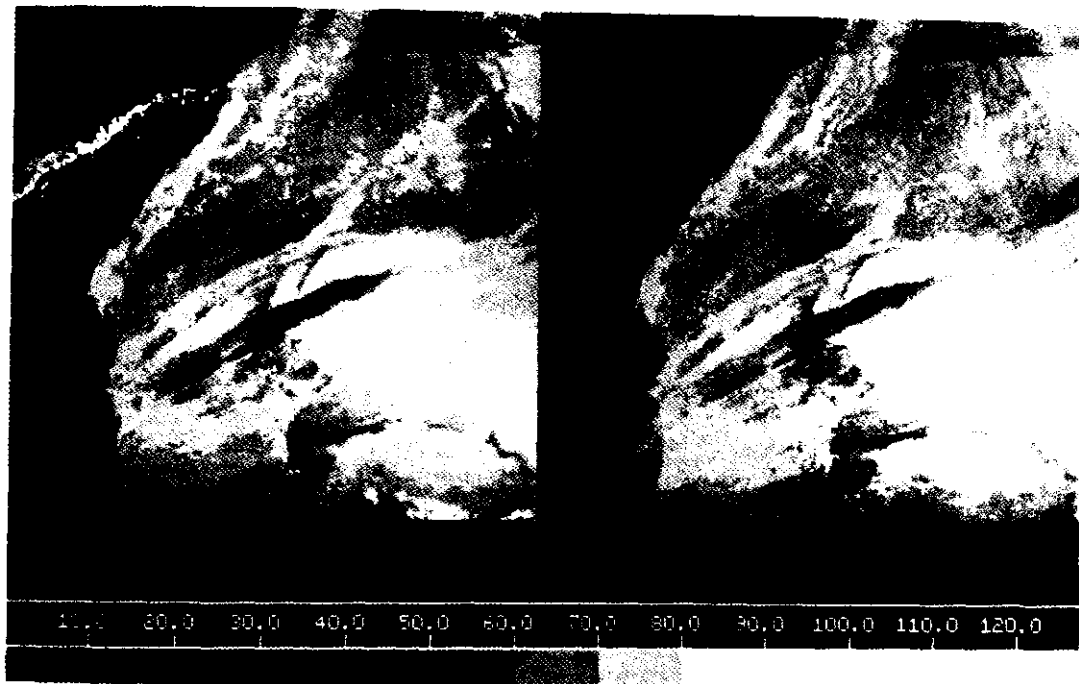


Abb. 7.14 a): Grauwerte im solaren Kanal von METEOSAT - 1 am 30. Juni 1979 11:30 UT (links) und am 13. Juni 1979 11:30 UT (rechts).

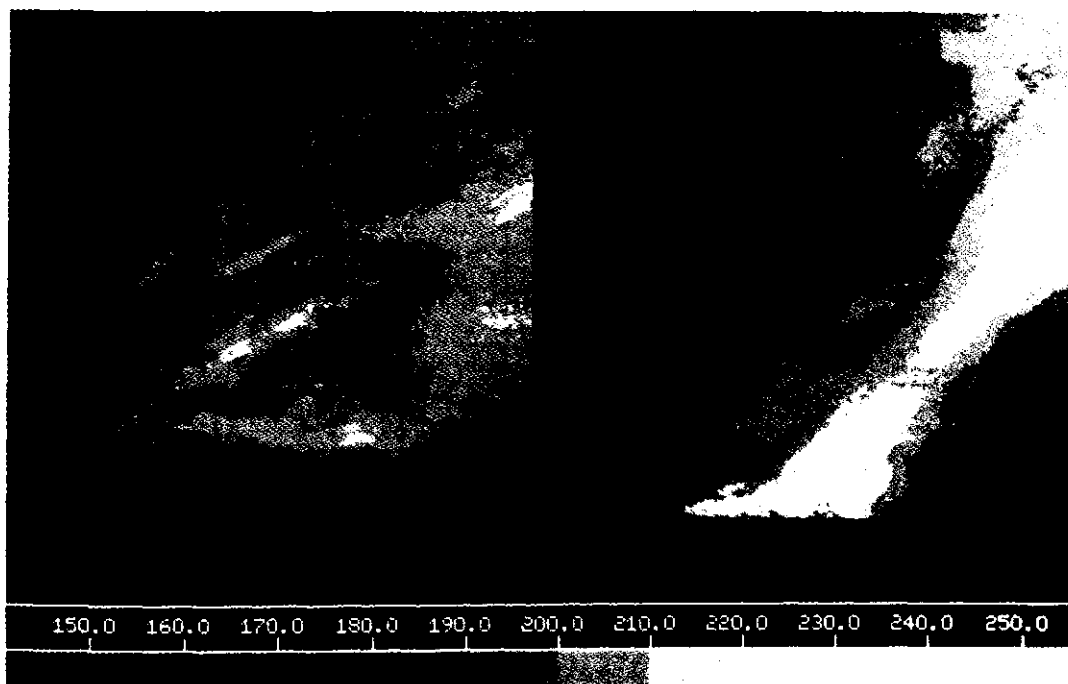


Abb. 7.14 b): Grauwerte im infraroten Kanal von METEOSAT - 1 am 30. Juni 1979 11:30 UT (links) und am 13. Juni 1979 11:30 UT (rechts).

Fortsetzung von Seite 73

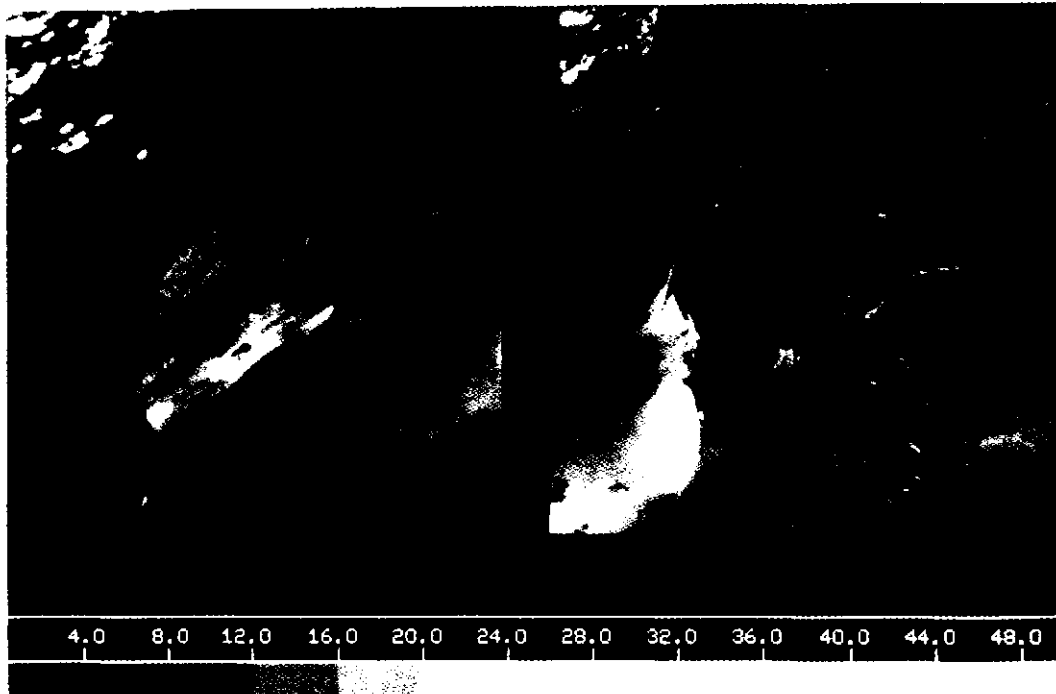


Abb. 7.15: Differenzen der Grauwerte im infraroten Kanal (links 30. Juni - 13. Juni) und im solaren Kanal (rechts, 13. Juni - 30. Juni).

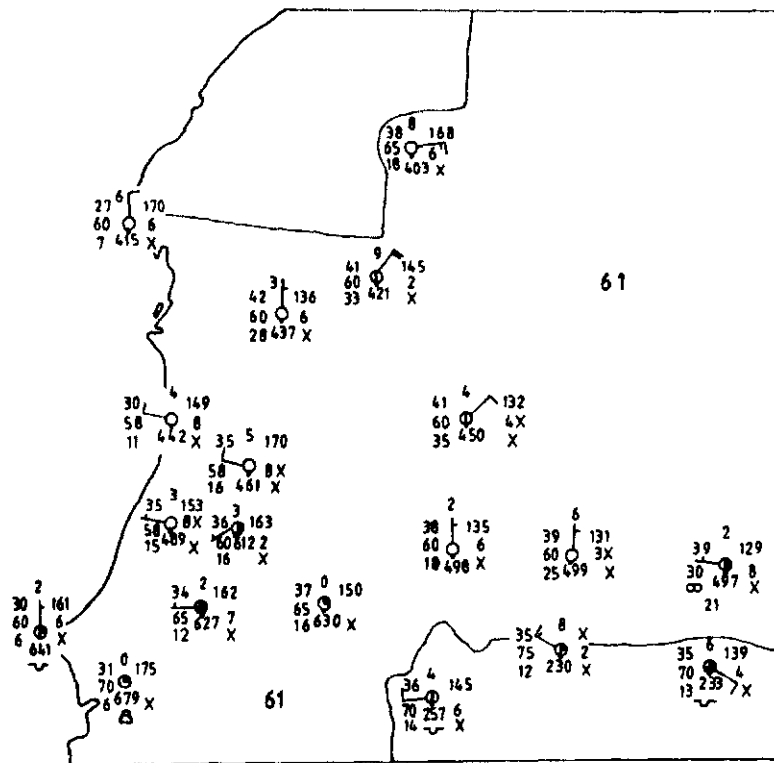


Abb. 7.16 a): Synopmeldungen für den 30. Juni 1979 12:00 UT

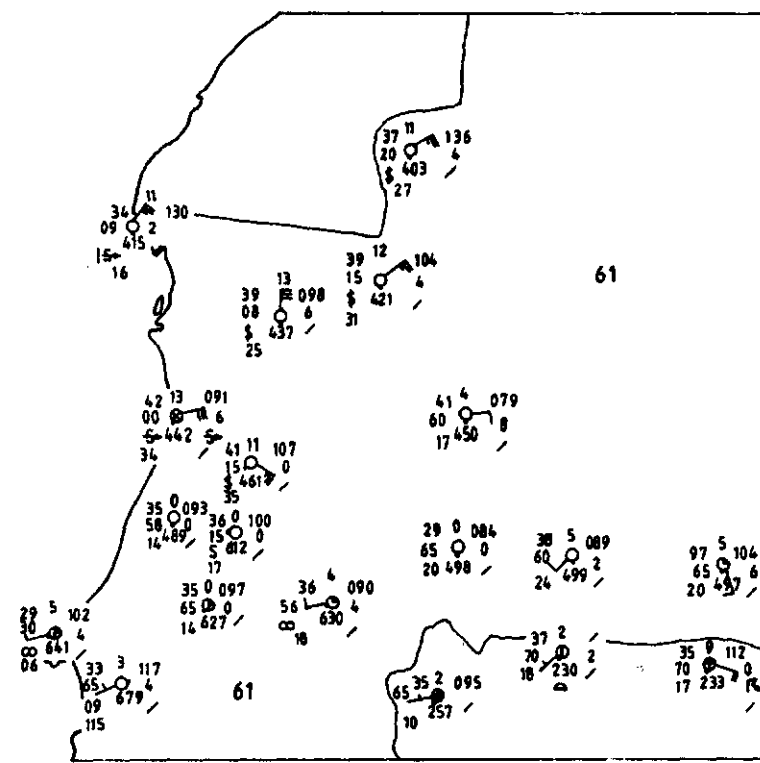


Abb. 7.16 b): Synopmeldungen für den 13. Juni 1979 12:00 UT

wendet wird, entspricht das einer Differenz von 7-8 Grauwerten. Es bleibt die Frage zu klären, bis zu welcher Sichtweite der Staub ein erkennbares Signal am Oberrand der Atmosphäre verursacht. Die Station 403 hatte eine Sichtweite von 2 km gemeldet mit Staub- bzw. Sandtrübung. Nach Einteilung von d'Almeida (1987) entsprechen Situationen mit einer Sichtweite von kleiner 2 km dem Sand Storm - Aerosol ("SS"), Situationen mit einer Sichtweite zwischen 2 und 7 km dem WCD - Aerosol und Situationen mit Sichtweiten größer 7 km der BG - Verteilung. Danach waren auf dem Satellitenbild nur Situationen mit dem "Sand Storm" Aerosol zu finden. Der WCD - Verteilung entsprechen Bedingungen, die nach 1 - 2 Tagen nach einem Sandsturm vorzufinden sind (d'Almeida 1987). Da bei den Stationen 403, 421, 437 und 461 angegeben wurde, daß die Sandtrübung in Stationsnähe entstanden ist, die Stationen außerdem im Quellgebiet 1 (Spanisch Sahara s. Abb. 7.12) liegen, ist anzunehmen, daß am Tag eines Staubausschusses in diesem Gebiet keine Situation vorliegt, die dem WCD - Aerosol entspricht. Bis zu welcher Sichtweite Saharastaub im Infraroten ein erkennbares Signal am Oberrand der Atmosphäre hervorruft, muß im einzelnen durch Modellrechnungen geklärt werden. Staubstürme (SS - Aerosol) mit geringen Sichtweiten unter 2 km verursachen jedenfalls im Infraroten ein Signal, das groß genug ist, um von der MIN/MAX - Technik erkannt und ausgeschlossen zu werden.

Damit sind nur die extremen Situationen ausgeschlossen, aber noch keine, die dem Aerosoltyp "wind carrying dust" entsprechen. Die größten gemeldeten Sichtweiten in diesem Gebiet betrugen im Juni 1979 15 km. Das entspricht in etwa dem BG - Aerosol mit einer mittleren Sichtweite von 16.6 km und einer mittleren optischen Dicke von 0.43 bei 0.55 μm . Weiter südlich traten auch höhere Sichtweiten auf. Messungen der optischen Dicke bei 0.55 μm von d'Almeida (1987) in den Jahren 1981 und 1982 ergaben für die Station Boutilimit (Mauretanien) (s. Abb. 7.12) Tagesmittelwerte von < 0.5 bis 2. Dabei wechselten Situationen mit geringer und hoher Trübung von einem Tag auf den anderen (d'Almeida 1987), so daß die Chance groß ist, bei Anwendung des Extremwertverfahrens einen Tag mit geringer Trübung zu erfassen. Wad Medani, eine Station im Sudan hatte einen Monatsmittelwert der optischen Dicke bei 0.55 μm von 0.6 im Juni 1981 und 0.35

im Juni 1982. Gao in Mali und Zaria in Nigeria wiesen als Minimum Tagesmittelwerte unter 0.5 in den Jahren 1981 bzw. 1982 auf. Ausgehend von den minimalen Werten der optischen Dicke und unter der Annahme, daß mindestens an einem Tag eine Situation entsprechend dem BG - Aerosol vorliegt, kann angenommen werden, daß nach Anwendung des Extremwertverfahrens zur Wolkenerkennung der maximale zu berücksichtigende Wert der optischen Dicke der der BG - Verteilung von 0.43 mit einer Sichtweite von ca. 17 km ist. Abweichungen nach oben oder unten von diesem Wert werden darüber hinaus durch einen Fehler von 20 % erfaßt, der hier für eine Ableitung der optischen Dicke bei $0.55 \mu\text{m}$ aus der horizontalen Sichtweite angesetzt wird (s. Kap. 8.4). Dabei muß allerdings bedacht werden, daß der Juni 1979 ein Monat mit vielen Staubaussbrüchen war. Für den Juni 1983 lagen keine Synopmeldungen vor, so daß hier die Annahme getroffen werden mußte, daß unter den 13 Terminen, die für das Minimumbild Verwendung fanden, mindestens einer ohne Staubaussbruch vorlag. Allerdings war nach d'Almeida (1987) auch 1983 ein Jahr mit ungewöhnlich vielen Sandstürmen. Im Zeitraum April bis Juni kamen an 10 - 15 Tagen jeden Monats Staubaussbrüche vor, so daß für den Juni 1983, für den nur 13 Tage vorlagen, noch mit Fehlern in den Gebieten, die in der Nähe der Quellgebiete liegen, zu rechnen ist.

7.5 Einfluß der Atmosphäre auf die gefilterte Bodenalbido

Wie die Strahldichte am Oberrand ist auch die Bodenalbido Änderungen durch den Atmosphäreneinfluß unterworfen, nämlich durch die Wellenlängenabhängigkeit der einfallenden solaren Strahlung sowie deren Absorption durch atmosphärische Gase und Streuung an Aerosolteilchen.

Im allgemeinen läßt sich eine Zunahme der Bodenalbido mit Zunahme des Sonnenzenitwinkels feststellen (Pinker et al. 1980; Kessler 1985), bedingt durch die Verschiebung des Spektrums zu größeren Wellenlängen, wo im nahen Infrarot das Maximum des Reflexionsvermögens auftritt. Mit Zunahme der Trübung der Atmosphäre und des damit verbundenen höheren diffusen Anteils der Einstrahlung nimmt die Bodenalbido bei kleinen Sonnen-

zenitwinkeln zu und bei großen ab. Insgesamt wird dabei der Tagesgang flacher, wie auch in den Abb. 7.17 a - d bei den simulierten Tagesgängen zu erkennen ist. Bei bedecktem Himmel kann der Tagesgang völlig verschwinden (Pinker et al. 1980). Kessler (1985), der die Bodenalbedo eines Kiefernwaldes untersuchte, erklärte die Abnahme bei großen Sonnenzenitwinkeln damit, daß sich das Spektrum der solaren Strahlung mit Zunahme des diffusen Anteils vom nahen Infrarot zu kürzeren Wellenlängen hin verschiebt, wo i. a. die Reflexion geringer ist, die Bodenalbedo somit abnehmen muß. Die Zunahme der Bodenalbedo bei kleinen Sonnenzenitwinkeln kann durch eine Verschiebung des Spektrums nicht erklärt werden.

Für einzelne Wellenlängen ist die Bodenalbedo eines isotropen Reflektors unabhängig von der Verteilung der Einstrahlung. Bei einem anisotropen Reflektor kommt die Abhängigkeit der Reflexion von der Verteilung der Einstrahlung hinzu. Deering und Eck (1987) haben im Fall einer unregelmäßigen Grasoberfläche mit sichtbarem Bodenanteil mit Zunahme der atmosphärischen Trübung eine Abschwächung des anisotropen Reflexionsverhaltens festgestellt (vgl. Kap. 7.1). Die Simulationen, die in Kap. 7.1 beschrieben sind, machen deutlich, daß dabei die Bodenalbedo zunimmt. Die Zunahme bei kontinentalem Aerosol ist sehr gering und beträgt maximal 0.5 % bei der Oberfläche "White Sands". Größer sind die Abweichungen beim WCD - Aerosol von ca. 1.6 % bei den Oberflächen "White Sands" und Gerste. Kriebel (1979) stellte bei Simulationen im gesamten solaren Spektralbereich bei Zunahme der Trübung eine Zunahme der Bodenalbedo um ca. 1 % fest. Die Änderung des winkelabhängigen Reflexionsverhaltens mit zunehmender Trübung kann somit eine Erklärung für den Anstieg der Bodenalbedo sein.

Mit dem Wasserdampfgehalt nimmt die Bodenalbedo generell ab, wobei bei größeren Wasserdampfgehalten ein Sättigungseffekt zu spüren ist (vgl. Kap. 7.2). Die Abnahme tritt in Erscheinung, wenn die Bodenalbedo über einem größeren Spektralbereich betrachtet wird, und ist auf die verringerte Einstrahlung im nahen Infrarot zurückzuführen, wobei Oberflächen wie Gerste und Nadelwald, die dort ihr maximales Reflexionsvermögen aufweisen, stärker von dieser Änderung betroffen sind als z. B. Basalt und

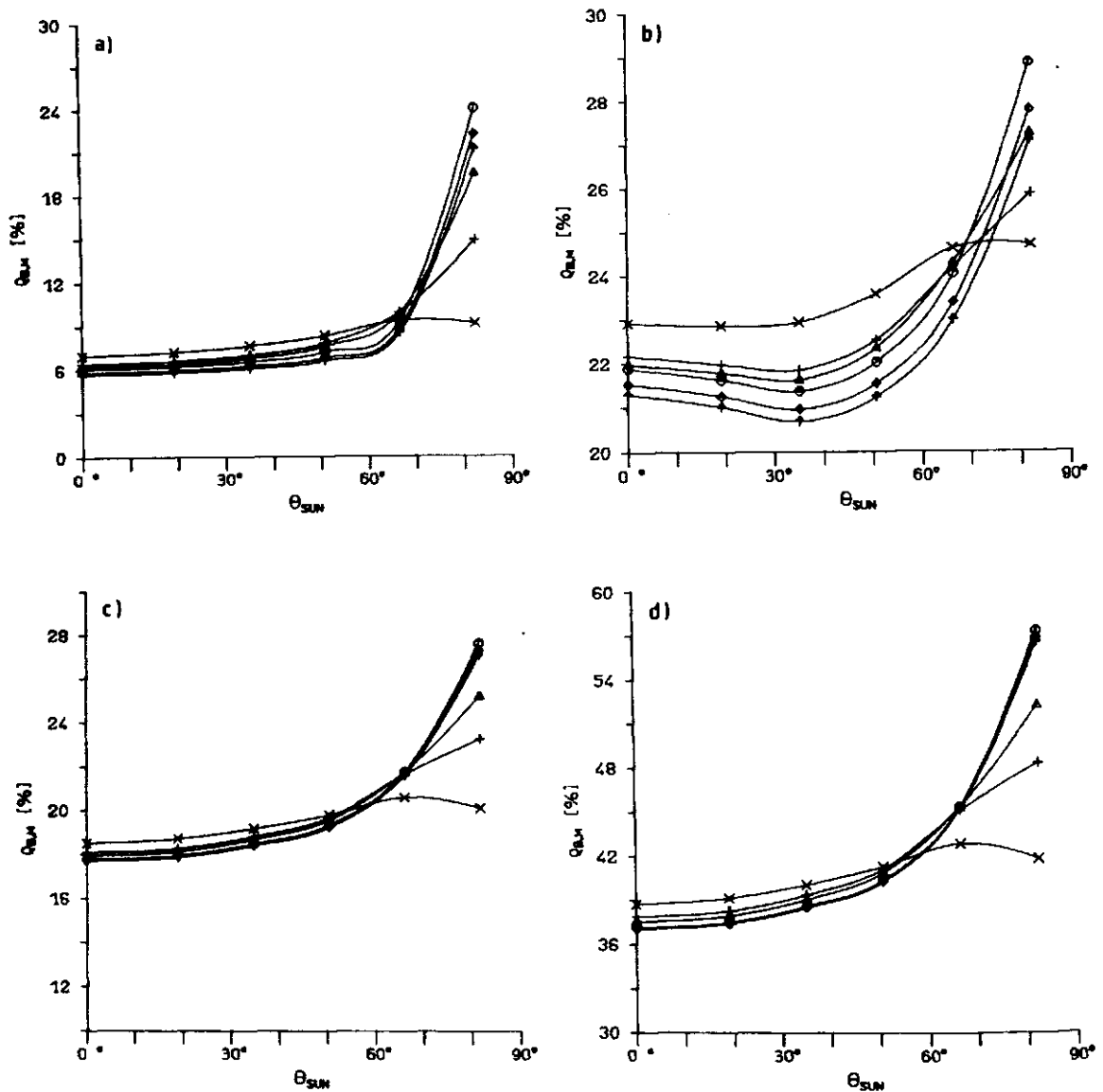


Abb. 7.17: Simulierte Tagesgänge der Bodenalbbedo im METEOSAT - Kanal für verschiedene Aerosole und Wasserdampfgehalte: \circ - Rayleighatmosphäre

Δ - Atmosphäre mit kontinentalem Aerosol, VIS = 25 km

$+$ - Atmosphäre mit Wüstenaerosol "background", VIS = 16.6 km

\times - Atmosphäre mit Wüstenaerosol "wind carrying dust" VIS = 3.8 km

\diamond - Atmosphäre mit Wasserdampf $U_{H_2O} = 2.2 \text{ g/cm}^2$

\star - Atmosphäre mit Wasserdampf $U_{H_2O} = 5.3 \text{ g/cm}^2$

a) Nadelwald

b) Gerste überlagert mit Reflexionsfunktion von Weideland

c) Basalt überlagert mit Reflexionsfunktion von Salzwüste

d) "White Sands" überlagert mit Reflexionsfunktion von Salzwüste

"White Sands", deren spektrales Reflexionsvermögen auch im kurzwelligen groß ist. Die Abweichungen betragen maximal 1 % bei einem Gesamtwasserdampfgehalt von 5.3 g/cm^2 , nur bei einem Sonnenzenitwinkel von 82.2° treten über Gerste und Nadelwald größere Abweichungen auf.

Der Einfluß der Atmosphäre auf die Bodenalbedo ist somit gering, wenn Fälle mit dem optisch dicken WCD - Aerosol ausgeschlossen werden können.

7.6 Synthetischer Datensatz zur Untersuchung des multivariaten Zusammenhangs zwischen gefilterter Bodenalbedo, Satellitenstrahldichte, Atmosphärenparameter und Anisotropie

Während zuvor der Einfluß von Wasserdampf, Ozon, Aerosol und Anisotropie auf das METEOSAT - Signal für verschiedene Oberflächen demonstriert wurde, wird nun der Zusammenhang zwischen Bodenalbedo und METEOSAT-Strahldichte für eine Vielzahl von möglichen atmosphärischen Zuständen und Oberflächen mit unterschiedlichen spektralen und winkelabhängigen Reflexionsvermögen untersucht. Das Ziel ist, die Bodenalbedo aus der METEOSAT-Strahldichte unter Berücksichtigung von Zusatzinformationen über die Atmosphäre und den Untergrund abzuleiten. Dabei stellt sich die Frage, mit welcher Genauigkeit die Zusatzinformationen vorliegen müssen, damit die Bodenalbedo noch mit gewünschter Genauigkeit abgeleitet werden kann. Zur Untersuchung dieser Fragestellung wird zunächst der multivariate Einfluß der Atmosphäre und der Anisotropie auf das METEOSAT-Signal qualitativ untersucht. Nach Aufstellung einer Modellgleichung, die die einzelnen Parameter verknüpft und die Physik beschreibt, wird eine quantitative Abschätzung mit Hilfe multipler Korrelationsanalysen erfolgen. Hier wird das Verfahren der schrittweisen multiplen linearen Regression gewählt, da nicht nur der kombinierte Einfluß mehrerer Parameter abgeschätzt werden kann, sondern aus der Regressionsgleichung die Bodenalbedo unmittelbar folgt. Bevor auf die Regression näher eingegangen wird, wird zunächst der Datensatz beschrieben, der die Grundlage für die Regressionsanalyse darstellt. Dabei werden nur wolkenfreie Atmosphären berücksichtigt.

Zur Untersuchung des multivariaten Zusammenhangs zwischen Bodenalbedo einerseits und METEOSAT-Strahldichte sowie Atmosphären- und Oberflächenparameter andererseits ist ein umfangreicher Datensatz erforderlich, der die unterschiedlichen Oberflächen und Atmosphärenzustände in Afrika repräsentiert und Rückschlüsse auf statistisch signifikanter Basis erlaubt. Da Meßwerte der einzelnen physikalischen Größen in diesem Umfang nicht existieren, wurde über Strahlungstransportsimulationen ein synthetischer Datensatz erzeugt. Vorgegeben wurden die spektrale Bodenalbedo, die spektrale Reflexionsfunktion, der Ozongehalt sowie Wasserdampf- und Aerosolprofile. Damit wurden die spektralen Strahldichten am Ober- und am Unter- rand der Atmosphäre und die spektralen Strahlungsflußdichten am Boden berechnet. Nach Gewichtung der spektralen Strahldichte und der Strahlungsflußdichten mit der Empfindlichkeitsfunktion des Radiometers und anschließende Integration über die Wellenlänge im Bereich $0.4 - 1.1 \mu\text{m}$ folgt die METEOSAT-Strahldichte und die "gefilterte" Bodenalbedo (s. Gl. 4.3).

Im Modell wird die Atmosphäre in zehn Schichten, die den Standarddruckniveaus von 1013 hPa - 25 hPa entsprechen, unterteilt. Im folgenden sind die Eingangsdaten für die Strahlungstransportrechnungen zusammengestellt.

7.6.1 Aerosol

In Kap. 7.4 wurde gezeigt, daß Saharastaub bei Sichtweiten von $< 2 \text{ km}$ im Infrarotbild erkennbar sind. Nach d'Almeida (1987) entspricht diesen Sichtweiten die SS - Verteilung. Damit können Situationen, die den größten Fehler durch Staubtrübung verursachen, ausgeschlossen werden. Aus den Synop - Meldungen für den Juni 1979 ging hervor, daß die maximale Sichtweite im Quellgebiet Spanisch-Sahara (s. Abb. 7.13) 15 km betrug (s. Kap. 7.3), außerhalb der Quellgebiete treten auch höhere Werte auf. Messungen der optischen Dicke der Atmosphäre bei $0.55 \mu\text{m}$ im Juni 1981/82 ergaben Werte von unter 0.5 für verschiedene Stationen (d'Almeida 1987). Die optische Dicke des BG - Aerosols bei $0.55 \mu\text{m}$ beträgt im Mittel 0.43 mit einer Sichtweite von 16.6 km . Damit kann angenommen werden, daß das BG - Aerosol nach Anwendung des Extremwertverfahrens Verhältnisse mit

der maximalen Trübung repräsentiert, die für den Resteinfluß der Atmosphäre noch zu berücksichtigen sind. Die optische Dicke der Atmosphäre mit kontinentalem Aerosol bei $0.55 \mu\text{m}$ wurde nach Foitzik und Hinzpeter (1958) mit maximal 0.4 angesetzt unter der Annahme, daß ein kontinentales Aerosol höchstens die optische Dicke des "Hintergrund" - Wüstenaerosols erreichen kann. Die Variation des Extinktionskoeffizienten und der Skalenhöhe erfolgte über normalverteilte Zufallszahlen. Die Skalenhöhe wurde mit normalverteilten Zufallszahlen zwischen 1 und 2 km variiert. Für das Wüstenaerosol wurde eine homogene Dunstschicht der Höhe 1.5 km vorausgesetzt. Negative Werte wurden bei der Variation mit den Zufallszahlen ausgeschlossen.

Die Größenverteilung des Aerosols verschiebt sich mit Zunahme der relativen Feuchte zu größeren Teilchen und wirkt sich damit auf alle optischen Parameter einschließlich der Phasenfunktion aus. Gleichzeitig nimmt sowohl der Imaginär- als auch der Realteil des komplexen Brechungsindex mit der relativen Feuchte ab und nähert sich dem Wert reinen Wassers (Hänel 1976), was ebenfalls Streu- und Absorptionseigenschaften des Aerosols verändert. Nach Berechnungen von Hänel (1976) ist aber die Änderung der Einfachstreueralbedo im Kurzwelligen für schwach absorbierende Teilchen ($\omega_0 \approx 0.9$ bei $0.55 \mu\text{m}$) gering verglichen mit den Änderungen im nahen Infraroten und Langwelligen. Zur Vereinfachung wird daher für das kontinentale Aerosol ($\omega_0 = 0.95$ bei $0.55 \mu\text{m}$) angenommen, daß die Änderung der optischen Dicke aufgrund der relativen Feuchte durch die Variation der Gesamtteilchenanzahl erfaßt wird. Die Phasenfunktion wird dabei als unveränderlich vorausgesetzt. Ein Einfluß der relativen Feuchte auf das Wüstenaerosol ist ebenfalls gering (WCRP 1983).

7.6.2 Wasserdampf

Die NOAA gibt für die Standarddruckniveaus Monatsmittelwerte der Taupunktdifferenz für eine Reihe von afrikanischen Stationen heraus (NOAA - Monthly Climatic Data for the World), leider keine Standardabweichun-

gen. Diese wurden deshalb aus der Variation verschiedener afrikanischer Stationen, deren Gesamtwasserdampfgehalt dieselbe Größenordnung hatte, abgeschätzt. Damit und mit den Monatsmittelwerten für den Juni 1983 wurden die Profile variiert, indem die Wasserdampfdichte in den einzelnen Druckniveaus mit normalverteilten Zufallszahlen verändert wurde. Schlüssel (1987) analysierte einen Satz von tropischen Radiosondenprofilen. Dabei ergab sich eine Höhenabhängigkeit der Standardabweichung, was bei Erzeugung der Profile ebenfalls berücksichtigt wurde.

Um einen Bereich des Gesamtwasserdampfgehaltes zwischen 0.5 und 6.0 g/cm² abzudecken, wurden die Profile mit unterschiedlichen Mittelwerten und Standardabweichungen erzeugt, und zwar für niedrige, mittlere und hohe Wasserdampfgehalte (Tabelle 7.3). Entsprechend wurden auch die zugehörigen Temperaturprofile variiert. Dabei ist ein niedriger Wasserdampfgehalt mit einer niedrigen Temperatur und ein hoher mit einer hohen Temperatur gekoppelt, da eine Atmosphäre mit einer geringen Temperatur auch weniger Wasserdampf aufnehmen kann.

7.6.3 Temperatur

Die Temperatur spielt für die Berechnung der Schichtdicke eine Rolle und beeinflusst damit den Wert des Gesamtwasserdampfgehaltes, die Streuung des Aerosols und die Rayleighstreuung. Damit geht hier der Einfluß von Wasserdampf auf das Aerosol indirekt über die Änderung der Schichtdicke ein. Die Monatsmittelwerte der Temperatur liegen ebenfalls im Klimadatensatz der NOAA vor. Die Temperatur wurde im Zusammenhang mit den Wasserdampfprofilen entsprechend Tabelle 7.3 variiert.

7.6.4 Ozon

Nach Dütsch (1970) beträgt der mittlere Ozongehalt zwischen 30° N und 30° S 0.28 - 0.32 cm NTP. Das Ozon geht höhenunabhängig als Gesamtgehalt in die Simulationen ein und bewirkt lediglich eine Reduktion des Strahlungsfeldes. Die Wechselwirkung mit der unteren Atmosphäre kann vernachlässigt werden solange keine Erwärmungsraten berechnet werden. Das Ozon

wurde ebenfalls mit normalverteilten Zufallszahlen im genannten Bereich verändert.

Tabelle 7.3: Mittelwerte und Standardabweichung der Wasserdampfdichte und der Temperatur für zehn Standarddruckniveaus

Druck	T	ΔT	ρ_{H_2O}	$\Delta \rho_{H_2O}$
hPa	K	K	g/cm ³	g/cm ³
1013	294.3	5.0	0.5614 10^{-5}	0.3 10^{-5}
850	289.3	3.0	0.4720 10^{-5}	0.2 10^{-5}
700	281.0	2.6	0.1346 10^{-5}	0.8 10^{-6}
500	264.3	2.3	0.1874 10^{-6}	0.1 10^{-6}
300	238.1	2.0	0.2131 10^{-7}	0.1 10^{-7}
200	218.8	1.3		
150	210.1	1.3		
50	202.0	1.0		
25	220.5	0.3		
1013	294.3	5.0	0.1213 10^{-4}	0.4 10^{-5}
850	289.3	3.0	0.6492 10^{-5}	0.3 10^{-5}
700	281.0	2.6	0.3523 10^{-5}	0.2 10^{-5}
500	264.3	2.3	0.8663 10^{-6}	0.4 10^{-6}
300	238.1	2.0	0.6635 10^{-7}	0.5 10^{-7}
200	218.8	1.3		
150	210.1	1.3		
50	202.0	1.0		
25	220.5	0.3		
1013	302.3	5.0	0.1800 10^{-4}	0.6 10^{-5}
850	295.3	3.0	0.1206 10^{-4}	0.4 10^{-5}
700	284.0	2.6	0.6186 10^{-5}	0.2 10^{-5}
500	264.3	2.3	0.1634 10^{-5}	0.1 10^{-5}
300	238.1	2.0	0.1768 10^{-6}	0.1 10^{-6}
200	218.8	1.3		
150	210.1	1.3		
50	202.0	1.0		
25	220.5	0.3		

7.6.5 Spektrale Albedo und winkelabhängige Reflexion

Zur Simulation der Oberfläche wurden Werte der spektralen Albedo nach Bowker et al. (1985) für Vegetation bis hin zu unbewachsenen Böden ver-

wendet. Abb. 5.3 zeigt Beispiele für die Originaldaten. Zur Berücksichtigung der Anisotropie wurden die spektralen bikonischen Reflexionsfaktoren (zur Def. s. Kap. 2) nach Kriebel (1977) für Savanne, Nadelwald und Weideland, die spektral unabhängigen Reflexionsfaktoren für Acker nach Kriebel und Köpke (1987) und für "crested wheat" und Salzwüste nach Eaton und Dirmhirn (1979) angewendet. Zwei weitere Reflexionsfunktionen wurden durch gewichtete Addition, ein Verfahren, das von Kriebel und Köpke (1987) für die Simulation von Mischoberflächen angegeben wird, erzeugt : a) 50 % Nadelwald + 50 % Savanne und b) 50% Savanne + 50 % Weideland. Sechs verschiedene Vegetationsformen und zwei verschieden strukturierte Böden ohne Vegetation wurden dadurch simuliert. Durch die gewichtete Addition können noch weitere Reflexionsfunktionen erzeugt werden. Der Bereich, in dem der Anisotropiefaktor schwanken kann, ist allerdings durch die oben beschriebenen Reflexionsfunktionen festgelegt. Da Nadelwald hohe Vegetation mit starker Strukturierung darstellt, die Salzwüste ein schwach anisotropes Reflexionsverhalten aufweist, ist die Annahme, daß der vorkommende Bereich hierdurch abgedeckt wird, gerechtfertigt.

Zur Simulation der Sonnenzenitwinkelabhängigkeit der spektralen Albedo wurde diese für die Oberflächen von Kriebel für einzelne Sonnenstände auf den Tagesmittelwert normiert (s. Kap. 5.3.2). Die Reflexionsfaktoren für Acker sowie für "crested wheat" und Salzwüste lagen als normierte Faktoren vor. Die Sonnenzenitwinkelabhängigkeit wurde hier aus den Angaben über Globalstrahlung und reflektierter Globalstrahlung für Salzwüste und "crested wheat" bei Eaton und Dirmhirn berechnet. Für Acker wurden keine Angaben gemacht, deshalb wurde die Abhängigkeit vom Sonnenzenitwinkel von "crested wheat" übernommen, weil diese Oberflächenstruktur noch am ehesten mit derjenigen von Acker "vergleichbar" ist.

8. Multivariater Zusammenhang zwischen gefilterter Bodenalbedo, Satellitenstrahldichte, Atmosphärenparameter und Anisotropie

Mit den in Kap. 7.6 beschriebenen Eingangsdaten wurden mit dem Strahlungstransportmodell ca. 400 verschiedene Situationen mit variablem Untergrund und Atmosphäre simuliert. Dieser synthetische Datensatz dient dazu, zunächst die grundsätzlichen Zusammenhänge zwischen Bodenalbedo, Satellitenstrahldichte, Atmosphäre und Anisotropie unter Berücksichtigung möglicher Fehler aufzuzeigen, um anschließend die Ergebnisse in einer Modellgleichung zusammenzufassen, aus der die Bodenalbedo berechnet werden kann.

8.1 Zusammenhang zwischen gefilterter Bodenalbedo und Satellitenstrahldichte

Ergebnisse der Simulationen sind in Abb. 8.1 - 8.3 dargestellt. In Abb. 8.1 ist die METEOSAT-Strahldichte gegen die gefilterte Bodenalbedo für verschiedene Winkelkombinationen aufgetragen. Der Hauptzusammenhang besteht in einer fast linearen Beziehung zwischen Bodenalbedo und Satellitenstrahldichte. Die Streuung um die Gerade wird durch den Einfluß von Wasserdampf und Aerosol sowie durch die Anisotropie sowohl der Oberflächenreflexion als auch der Aerosol- und Rayleighstreuung verursacht. Die Abhängigkeit der Bodenalbedo von den Atmosphärenparametern ist gering verglichen mit dem Einfluß dieser Größen auf die Strahldichte. Mit Zunahme der Bodenalbedo nimmt auch der Einfluß der Atmosphäre auf die Strahldichte zu (s. Kap. 7.3), was sich in einer größeren Streuung in der Strahldichte auswirkt. Bei hoch stehender Sonne (Abb. 8.1 a - c) ist der Zusammenhang zwischen Bodenalbedo und Satellitenstrahldichte gut ausgeprägt. In Abb. 8.1 a) bewirkt die Reflexionsfunktion von Nadelwald eine stärkere Abweichung von der Geraden zu niedrigeren Strahldichten. Mit zunehmenden Sonnen- und Satellitenzenitwinkel tritt der Einfluß der Atmosphäre in den Vordergrund bis hin zum Extremum bei $\theta_{\text{sun}} = 66.45^\circ$, $\theta_{\text{sat}} = 82.2^\circ$ und $\psi = 0^\circ$ (Abb. 8.1 d)), wo das Signal am Satelliten hauptsächlich durch das Aerosol bestimmt wird. Eine Ableitung der Bodenalbedo ist bei dieser Winkelkombination wahrscheinlich nicht mehr mö-

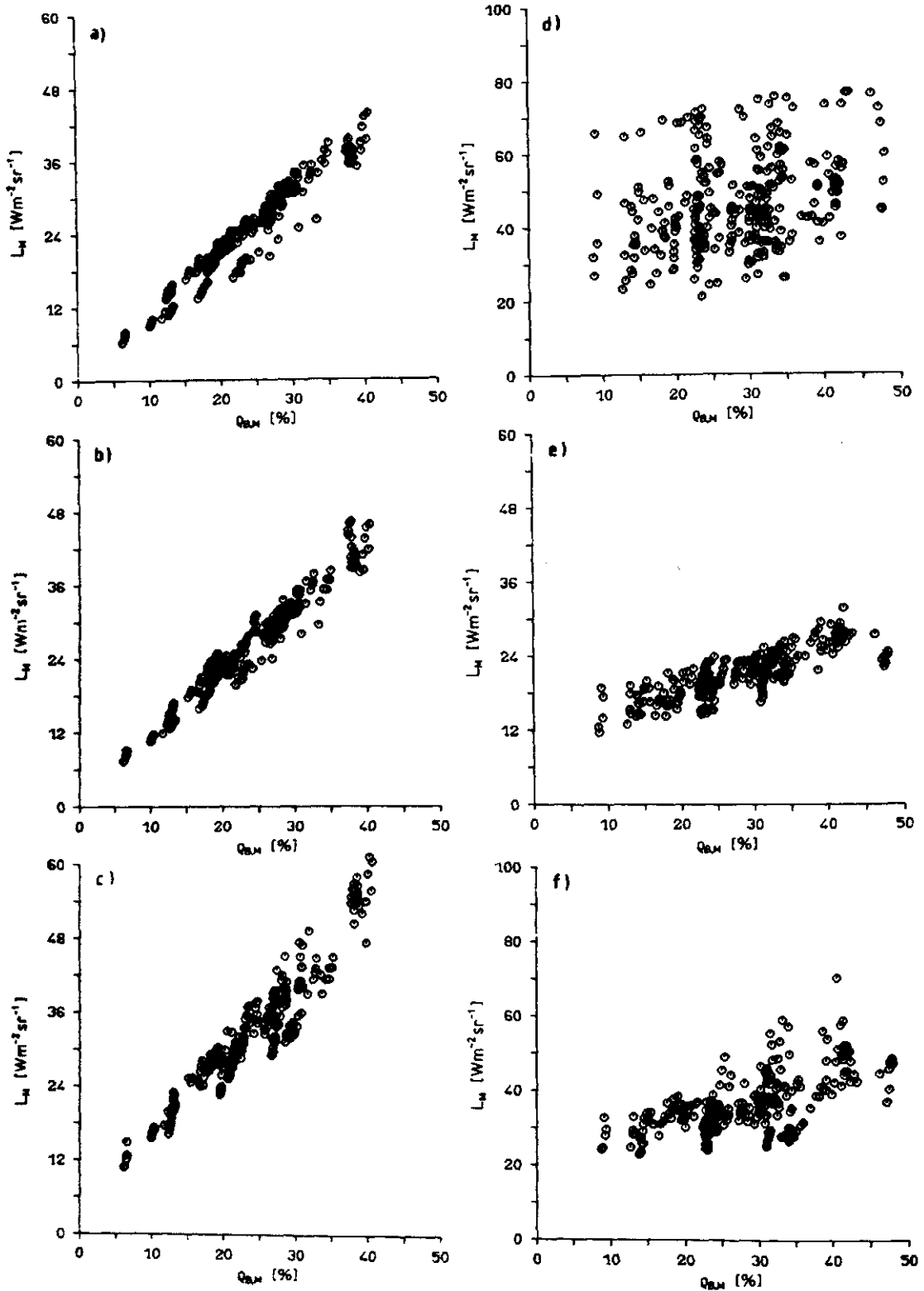


Abb. 8.1: Simulierte METEOSAT- Strahldichte in $\text{W}/(\text{m}^2\text{sr})$ in Abhängigkeit von der gefilterten Bodenalbido in % für verschiedene Oberflächen und Atmosphärenzustände. Dargestellt sind sechs verschiedene Winkelkombinationen:

- a) $\theta_{\text{sun}} = 34.99^\circ$; $\theta_{\text{sat}} = 19.11^\circ$; $\psi = 0^\circ$
 b) " " " ; " " " ; $\psi = 90^\circ$
 c) " " " ; " " " ; $\psi = 180^\circ$
 d) " " 66.45° ; " " 82.15° ; " " 0°
 e) " " " ; " " " ; $\psi = 90^\circ$
 f) " " " ; " " " ; $\psi = 180^\circ$

glich. Bei denselben Zenitwinkeln, aber bei $\psi = 180^\circ$ (Abb. 8.1 f) bewirkt hauptsächlich die Anisotropie, aber auch die Atmosphäre eine größere Streuung der Strahldichte bei hohen Bodenalbeden. Auch hier ist die Zunahme des Atmosphäreneinflusses mit der hohen Strahldichte bei stark reflektierenden Oberflächen erkennbar. Bei $\psi = 90^\circ$ (Abb. 8.1 e) ist der Zusammenhang zwar linear, aber Änderungen der Bodenalbedo wirken sich nur schwach auf die Strahldichte aus. Abb. 8.2 und 8.3 zeigen die Abhängigkeit der Strahldichte vom Gesamtwasserdampfgehalt bzw. von der optischen Dicke bei $0.55 \mu\text{m}$, die hier als Maß für den Aerosoleinfluß gewählt wird (hier sind nur Fälle mit kontinentalem Aerosol aufgetragen). Dargestellt sind fünf Oberflächen mit demselben winkelabhängigen Reflexionsverhalten aber unterschiedlichem spektralen Reflexionsvermögen. Hier zeigt sich noch einmal deutlich, daß die Atmosphäre im Vergleich zum Untergrund nur einen geringen Beitrag liefert; erst wenn Sonnen- und Satellitenzenitwinkel groß werden, zeigt sich entsprechend der langen Wege durch die Atmosphäre ein spürbarer Beitrag, wobei der Zusammenhang näherungsweise linear ist.

Bei kleinen Sonnenzenitwinkeln ist der Einfluß von Wasserdampf dominanter als der Einfluß von Aerosol. Bei der Darstellung der Satellitenstrahldichte in Abhängigkeit vom Wasserdampfgehalt (Abb. 8.2) zeigen sich bei den einzelnen Oberflächen keine großen Schwankungen, die auf unterschiedliche Trübungen der Atmosphäre hindeuten könnten. In Abb. 8.3 dagegen streuen die Werte der Strahldichte bei einzelnen Oberflächen, wobei eine höhere Strahldichte einen Fall mit geringem Gesamtwasserdampfgehalt anzeigt. In Abb. 8.3 ist auch eine leichte Abhängigkeit des Aerosoleinflusses von dem Oberflächentyp zu sehen, wie sie in Kap. 7.3 diskutiert wurde. So zeigt sich bei den Oberflächen Gerste und Zuckerrübe eine etwas stärkere Zunahme der Strahldichte mit zunehmender Trübung als bei den anderen. Erst bei größeren Sonnen- und Satellitenzenitwinkeln ist der Aerosoleinfluß so groß, daß sich bei den hier dargestellten Oberflächen die Abhängigkeit vom Reflexionsvermögen nicht mehr bemerkbar macht.

Hier wurden nur Simulationen und Winkelkombinationen dargestellt, wo die Änderung der Strahldichte eindeutig erfolgt. Bei anderen Winkelkombinationen kann es bei Zusammenfassung verschiedener Oberflächen zu gegen-

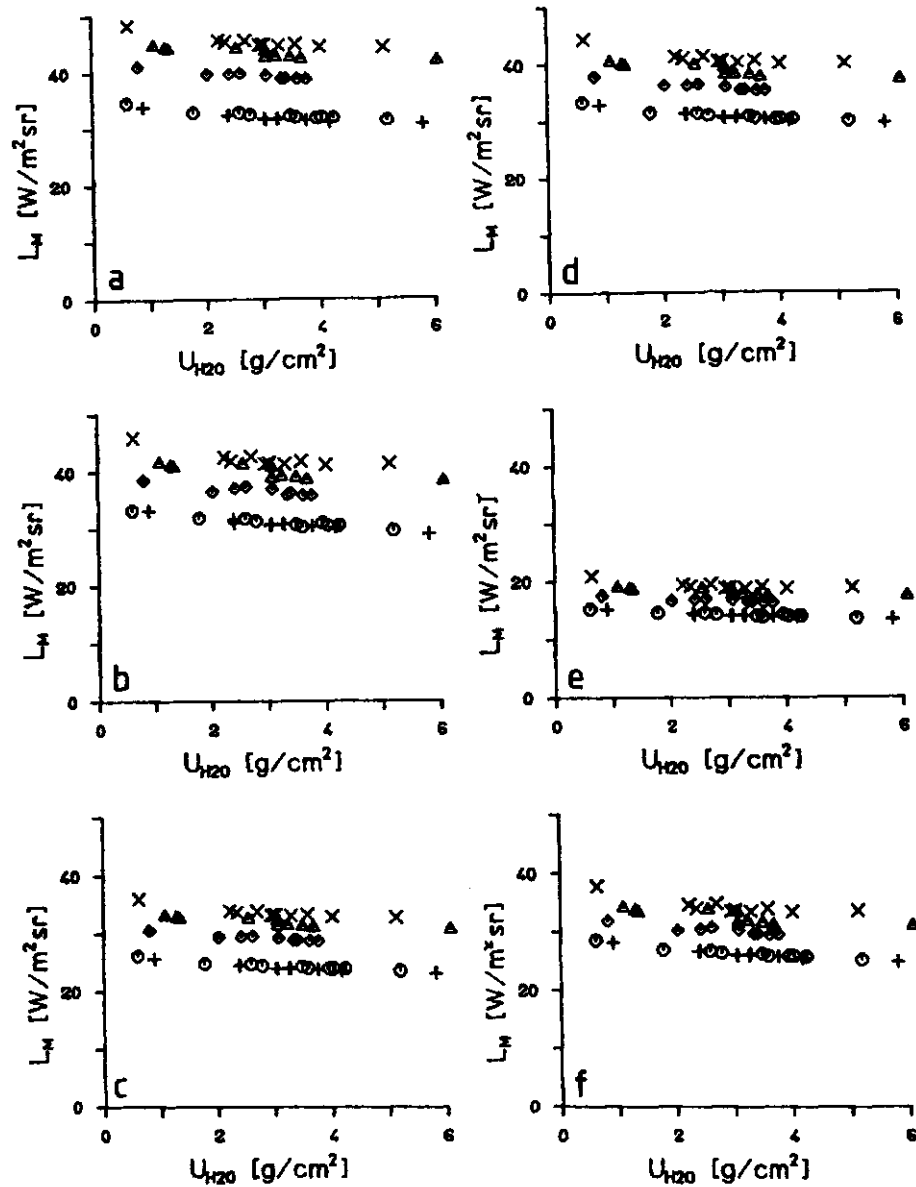


Abb. 8.2: Simulierte METEOSAT-Strahldichte in Abhängigkeit vom Gesamt wasserdampfgehalt für fünf verschiedene Oberflächen: Gerste (\odot), Hafer (\triangle), Zuckerrübe ($+$), roter Ton (\times) und Schotter (\diamond) überlagert mit dem Anisotropiemodell S1 (50 % Savanne + 50 % Nadelwald) für verschiedene Winkelkombinationen:

- a) $\psi = 180^\circ$; $\theta_{\text{sun}} = 34.99^\circ$; $\theta_{\text{sat}} = 34.99^\circ$
b) " " ; " = 66.45°
c) " = 50.74° ; " = 34.99°
d) " = " ; " = 66.45°
e) " = 66.45° ; " = 34.99°
f) " = " ; " = 66.45°

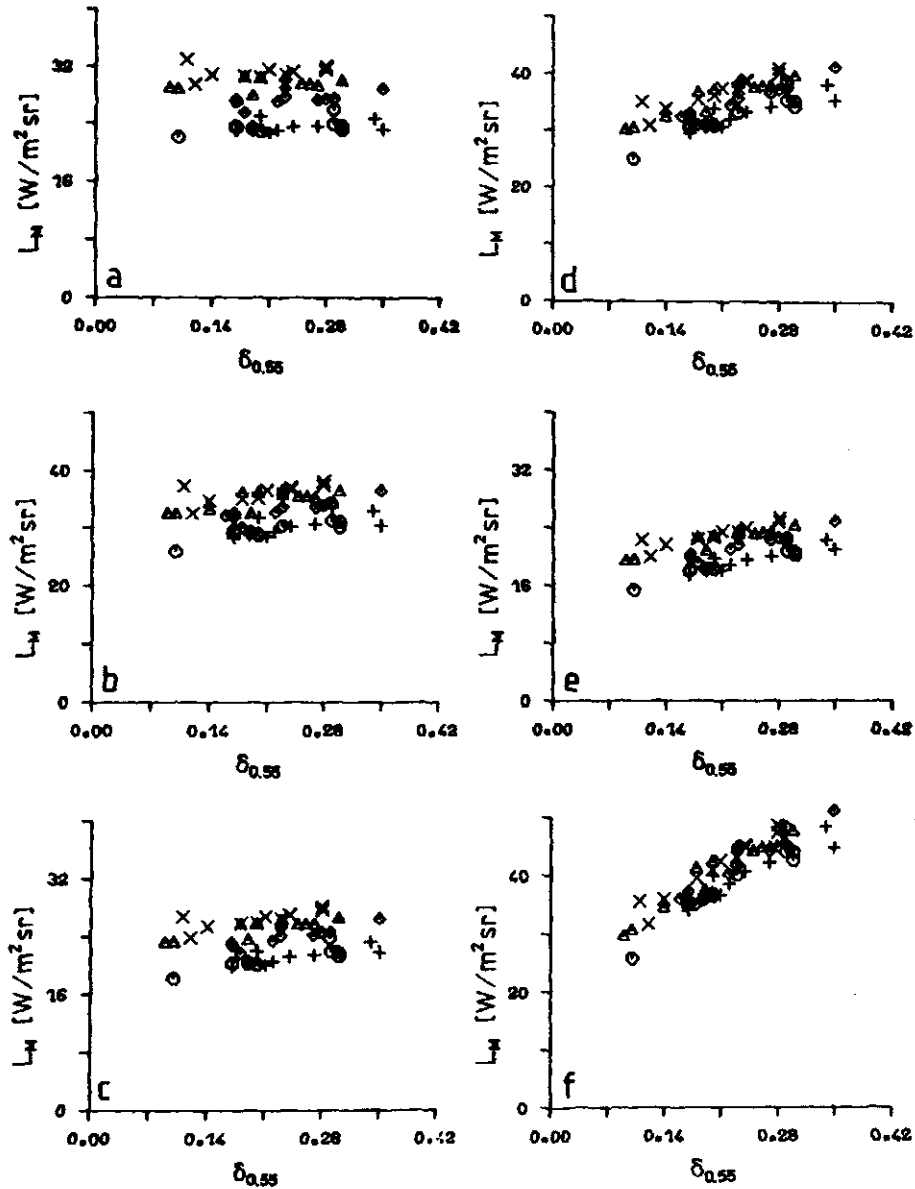


Abb. 8.3: Wie bei Abb. 8.2, simulierte METEOSAT-Strahldichte in Abhängigkeit von der optischen Dicke bei $0.55 \mu\text{m}$ für verschiedene Winkelkombinationen:

- a) $\psi = 0^\circ$; $\theta_{\text{sun}} = 34.99^\circ$; $\theta_{\text{sat}} = 66.45^\circ$
- b) " ; " = " ; " = 82.15°
- c) " ; " = 50.74° ; " = 66.45°
- d) " ; " = " ; " = 82.15°
- e) " ; " = 66.45° ; " = 66.45°
- f) " ; " = " ; " = 82.15°

läufigen Änderungen der Strahldichte (Zunahme oder Abnahme) kommen (s. Kap. 7.3). Neben dem ohnehin geringen Einfluß der Atmosphäre kann dies dazu führen, daß die Wirkung der Atmosphäre im Vergleich zur Reflexion des Bodens nicht mehr signifikant ist.

Für die Aufstellung eines Auswertemodells für die Bodenalbedo stellt sich nun die Frage, in welcher Form Wasserdampfgehalt, Trübung und Anisotropie berücksichtigt werden können. Zur Beschreibung der Anisotropie wird hier der Anisotropiefaktor g_B für den Boden bzw. g_T für den Ober- rand der Atmosphäre benutzt wie er in Gl. 4.15 definiert wurde. Als Ver- hältnis von anisotroper Strahldichte zur isotropen Strahldichte ist er ein anschauliches Maß für die Anisotropie, das vor allem für Energiebi- lanzstudien zur Umrechnung von Strahldichten in Strahlungsflußdichten verwendet wird (s. Kap. 2). Natürlich können auch andere Größen zur Be- schreibung der Anisotropie wie z. B. der Reflexionsfaktor (zur Def. s. Kap. 2) herangezogen werden.

Die Anisotropie ist nur für wenige Oberflächen bekannt, so daß in erster Linie die Frage zu klären ist, ob und unter welchen Bedingungen sie ver- nachlässigt werden kann und wie groß der Fehler dadurch wird.

Bezüglich des Aerosols hängt die Strahldichte am Oberrand der Atmosphäre vom Typ des Aerosols ab, d. h. vom komplexen Brechungsindex und der Grö- ßenverteilung, außerdem von der Konzentration und der vertikalen Ver- teilung. Alle diese Größen sind im Einzelfall meßbar, stehen aber für große Gebiete und längere Zeiträume nicht zur Verfügung. Aufschluß über die Trübung geben die Globalstrahlung für den solaren Spektralbereich und Messungen der optischen Dicke bei $0.55 \mu m$, die aber nicht für alle Teile Afrikas zur Verfügung stehen. Die Routinemeldungen der Wetterdien- ste enthalten schließlich noch die Sichtweite. Ihr Informationsgehalt ist jedoch eingeschränkt, weil sie nur die horizontale Trübung nicht aber die Gesamttrübung der Atmosphäre wiedergibt. Trotzdem läßt sich aus ihr die optische Dicke bei $0.55 \mu m$ nach Kriebel (1978) unter der Annahme einer homogenen Dunstsicht zwischen 1.0 und 1.5 km mit einer Genauig- keit von 15 % (VIS = 100 km) bis 25 % (VIS = 10 km) ableiten. Alle diese

Größen geben aber nur Aufschluß über die Aerosolkonzentration, so daß in jedem Fall ein Aerosoltyp und die vertikale Verteilung vorausgesetzt werden müssen. In der Regressionsanalyse wird die optische Dicke bei $0.55 \mu\text{m}$ als Maß für die Trübung verwendet.

Die Routinemeldungen der Wetterdienste enthalten neben der Sichtweite Radiosondenprofile der relativen Feuchte. Monatsmittelwerte der Taupunktsdifferenz gibt die NOAA auch für eine Reihe von afrikanischen Stationen heraus, aus denen der Gesamtwasserdampfgehalt berechnet werden kann. Außerdem kann der Gesamtwasserdampfgehalt aus der Kombination der beiden Infrarotkanäle des AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) und HIRS (High - Resolution Infrared Radiation Sounder) der NOAA-Satelliten mit einer Genauigkeit von 0.3 g/cm^2 abgeleitet werden (Schlüssel 1987). Als dritter Parameter wird somit der Gesamtwasserdampfgehalt in der Regression berücksichtigt, sowie die Gesamtozonmenge als klimatologischer Wert.

8.2. Ansatz zur Ableitung der Bodenalbedo

Aus Abb. 8.1 - 8.3 geht hervor, daß die Atmosphäre im Vergleich zum Untergrund einen geringen Einfluß im METEOSAT-Kanal zeigt, solange man kleine optische Dicken voraussetzen kann. Wie in Kap. 7 schon diskutiert, hängt dies mit der Wellenlängenabhängigkeit des Rayleigh- und Aerosol-Streukoeffizienten zusammen, die mit λ^{-4} bzw. $\lambda^{-1.3}$ abnehmen, und mit dem selektiven Charakter der Gasabsorption, so daß für große Teile des METEOSAT-Kanals die optische Dicke gering ist. Zusätzlich werden die Bereiche am Rand des METEOSAT-Kanals, wo der Einfluß der Atmosphäre groß ist, durch die Form der Empfindlichkeitsfunktion mit einer geringen Wichtung versehen. Die nichtlinearen Terme in der Strahlungstransportgleichung sind Exponentialfunktionen mit der optischen Dicke als Argument, die die Transmission T_λ beschreiben. Für kleine optische Dicken δ_λ kann sie linear angenähert werden:

$$(8.1) \quad T_\lambda = \exp(-\delta_\lambda) \approx 1 - \delta_\lambda$$

Damit resultiert für das integrierte Signal näherungsweise eine lineare Funktion.

Die Rechnungen haben erwiesen, daß der Hauptzusammenhang zwischen Satellitenstrahldichte und Bodenalbedo besteht, so daß unter Berücksichtigung der Linearität und der Verfügbarkeit von Zusatzinformationen für die Ableitung der Bodenalbedo folgendes Regressionsmodell aufgestellt wird:

$$(8.2) \quad \rho_{B,M} = a + b L_M + c U_{H_2O} + d \delta_{0.55} + e g_{B,T}$$

- mit L_M - METEOSAT-Strahldichte in $W/(m^2sr)$
 $\rho_{B,M}$ - gefilterte Bodenalbedo (Bodenalbedo im METEOSAT-Kanal)
 U_{H_2O} - Gesamtwasserdampfgehalt in g/cm^2
 $\delta_{0.55}$ - optische Dicke der Atmosphäre bei $0.55 \mu m$
 $g_{B,T}$ - Anisotropiefaktor am Boden (B) bzw. am Oberrand (T)

Wenn keine Zusatzinformationen vorliegen folgt:

$$(8.3) \quad \rho_{B,M} = a' + b' L_M$$

Anisotropiefaktor, Gesamtwasserdampfgehalt und optische Dicke bei $0.55 \mu m$ können als Korrekturgrößen für Gleichung 8.3 aufgefaßt werden. Letztere beschreibt mittlere atmosphärische Verhältnisse und ein mittleres Anisotropieverhalten.

Mit der Regressionsanalyse wird zunächst untersucht, ob die einzelnen Parameter signifikant zur Erklärung der Varianz in der Bodenalbedo beitragen. Dazu werden sie schrittweise in die Gleichung aufgenommen. Sämtliche statistischen Tests erfolgen auf einem Signifikanzniveau von 99 %. Ein Maß für die Güte der Regression ist das sogenannte Bestimmtheitsmaß R^2 , das Quadrat des multiplen Korrelationskoeffizienten. Es beschreibt das Verhältnis von erklärter Varianz zur Gesamtvarianz der abhängigen Variable:

$$(8.4) \quad R^2 = \frac{\sum_{i=1}^N (\hat{y}_i - \bar{y})^2}{\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2}$$

y_i - Beobachtungswert
 \bar{y} - Mittelwert
 \hat{y} - Schätzwert

Ein Wert von 0.95 besagt z. B., daß 95 % der Gesamtvarianz durch die in die Gleichung aufgenommenen Parameter erklärt wird. Mit dem Bestimmtheitsmaß und dem Standardfehler, der sich aus der Regression für die Bodenalbedo ergibt, werden die Ergebnisse der Regression in den folgenden Abschnitten beurteilt.

8.3 Ergebnisse der Regression

Anisotropie, Wasserdampfgehalt und optische Dicke bei 0.55 μm zeigen eine von der Winkelgeometrie abhängige, sehr unterschiedliche Wirkung auf die Strahldichte. Damit die lineare Beziehung erfüllt bleibt, müssen die Koeffizienten für einzelne Winkelkombinationen gesondert berechnet werden. Zunächst werden sie ohne Berücksichtigung irgendwelcher Meßfehler, mit denen die Eingangsgrößen behaftet sind, bestimmt, um die physikalischen Prozesse besser interpretieren zu können. Anschließend werden Meßfehler simuliert, um die Auswirkung auf die Genauigkeit der abzuleitenden Bodenalbedo zu untersuchen. Bei den Darstellungen in Abb. 8.4 - 8.8 wurden nur die Fälle mit kontinentalem Aerosol berücksichtigt.

8.3.1 Die erklärte Varianz und der Standardfehler der gefilterten Bodenalbedo

Abb. 8.4 zeigt das Bestimmtheitsmaß R^2 für vier verschiedene Sonnenstände aufgetragen gegen den Satellitenzenitwinkel. Die einzelnen Kurven geben die Ergebnisse für verschiedene Azimutrichtungen wieder, die durch die Symbole gekennzeichnet sind. Mit zunehmendem Sonnenzenitwinkel nimmt R^2 vor allem im Vorwärtsstrebereich und allgemein bei großen Satellitenzenitwinkeln ab. Diese Tatsache spiegelt den zunehmenden Atmosphären- einfluß wieder. Außerdem nimmt die Anisotropie der Reflexion am Boden

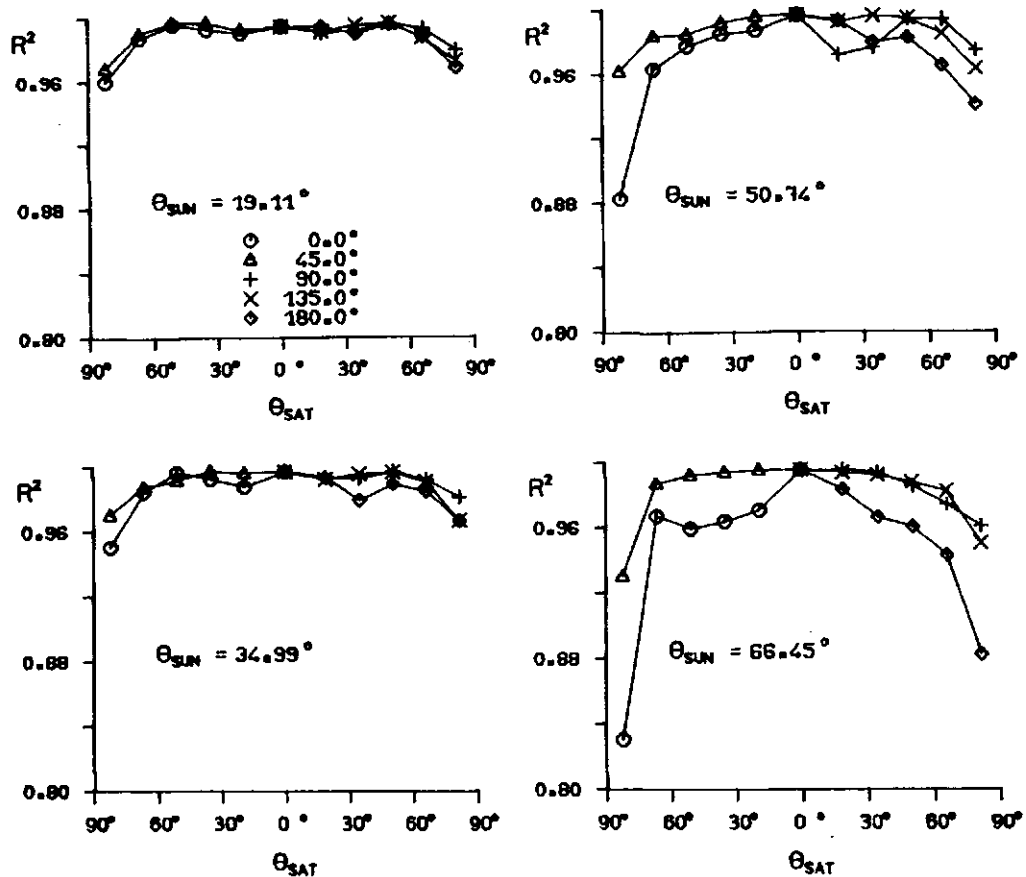


Abb. 8.4: Das Bestimmtheitsmaß " R^2 " der gefilterten Bodenalbado für Gleichung 8.2 ohne Berücksichtigung von Meßfehlern in Abhängigkeit vom Sonnenzenitwinkel θ_{SUN} , vom Satellitenzenitwinkel θ_{SAT} und von verschiedenen relativen Azimutwinkeln ψ (dargestellt durch die verschiedenen Symbole)

zu, so daß die Strahldichte selbst nur noch eine geringe Information über die Bodenalbado enthält. Schon bei einem Sonnenzenitwinkel von 50.74° erklärt die Strahldichte nur noch 23.5 % der Varianz der Bodenalbado, wenn der Satellit unter $\theta_{SAT} = 82^\circ$ in die Vorwärtsstreurichtung blickt ($\psi = 0^\circ$); bei derselben Blickwinkelgeometrie und einem Sonnenzenitwinkel von 66.45° sind es sogar nur noch 10.4 %. Obwohl der Standardfehler noch relativ niedrig ist (Abb. 8.5), läßt sich aus diesen Zahlenwerten ablesen, daß eine Fernerkundung der Bodenalbado von METEOSAT aus

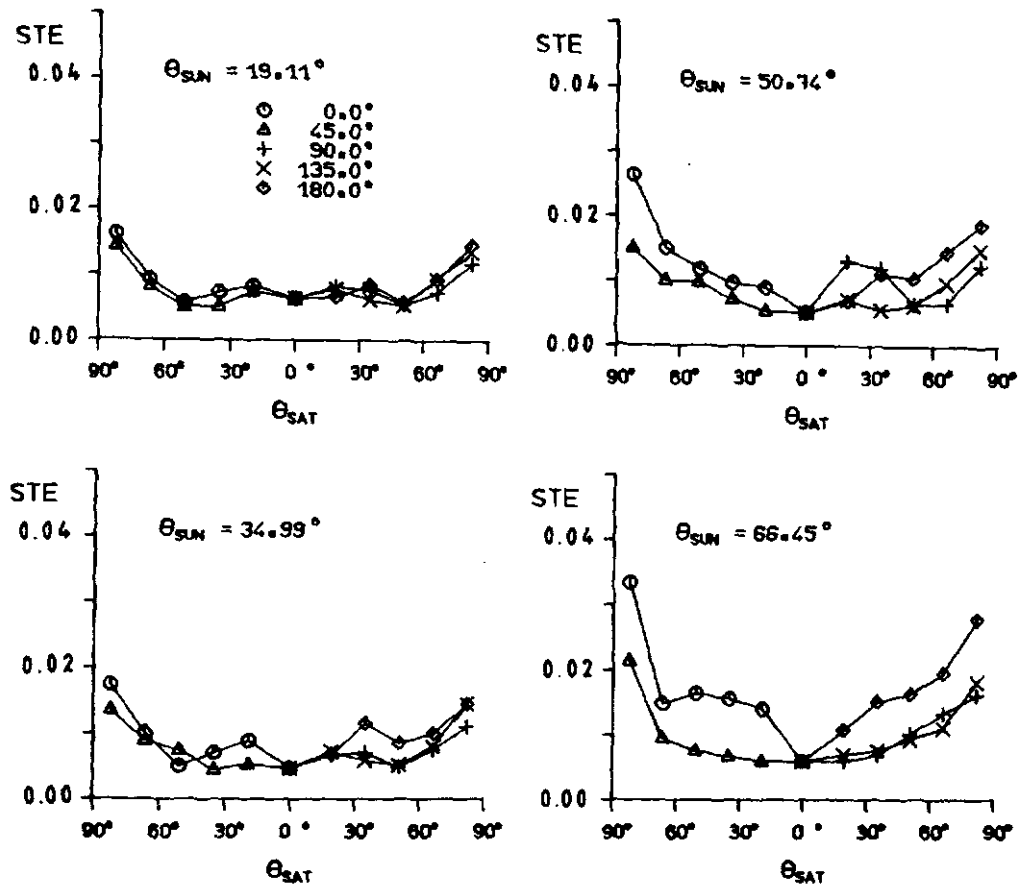


Abb. 8.5: Der Standardfehler der gefilterten Bodenalbido "STE" für Gleichung 8.2 ohne Berücksichtigung von Meßfehlern.

in diesen Winkelbereichen nicht mehr sinnvoll ist. Das wird auch durch die Ergebnisse in Abb. 8.6 bestätigt. Hier wurde anstelle des Anisotropiefaktors am Boden der Anisotropiefaktor am Oberrand der Atmosphäre berücksichtigt. Auch in den kritischen Winkelkombinationen bleibt der Standardfehler unter 2 %. Die Anisotropie am Oberrand spiegelt das winkelabhängige Reflexionsvermögen der Erdoberfläche und die winkelabhängige Streuung der Luftmoleküle und der Aerosolteilchen wieder. Wenn der Atmosphäreneinfluß groß ist, ist der Beitrag des Bodens zum Signal am Oberrand der Atmosphäre klein. Die Variation der Strahldichte aufgrund der Anisotropie wird dann besser durch den Anisotropiefaktor am Oberrand

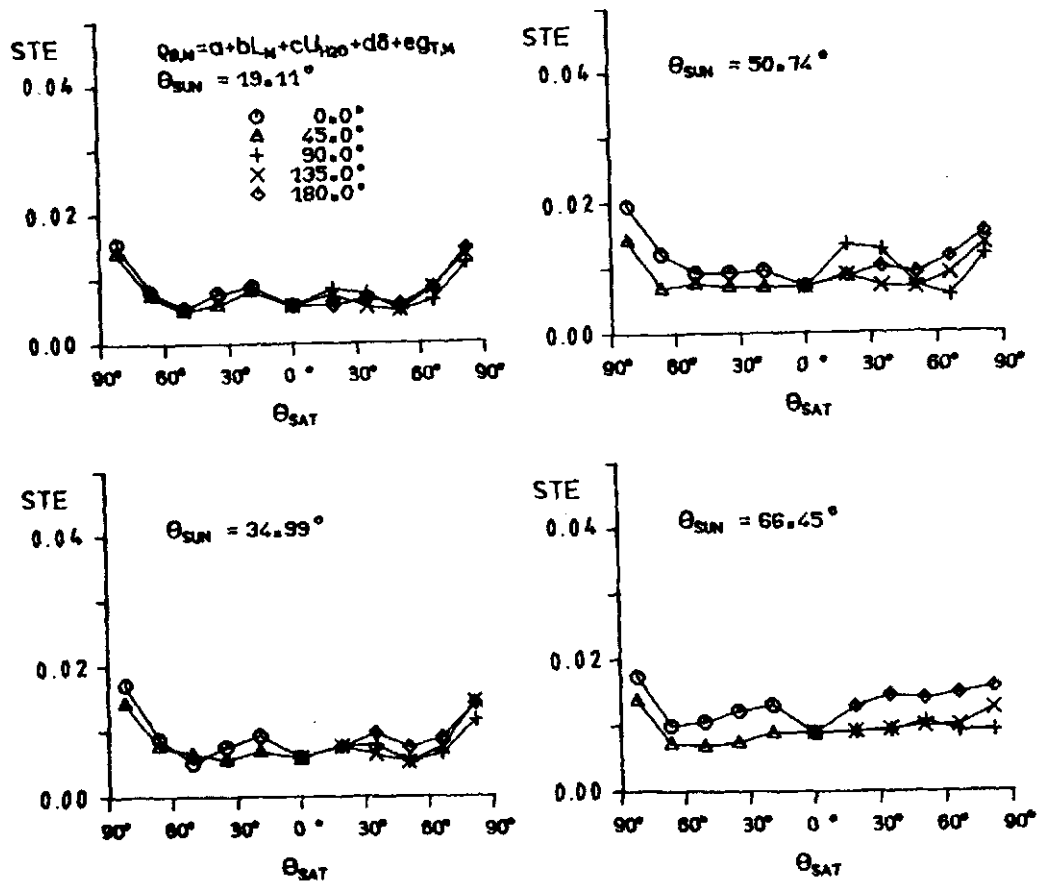


Abb. 8.6: Der Standardfehler der gefilterten Bodenalbbedo "STE" für Gleichung 8.2 ohne Berücksichtigung von Meßfehlern, wobei anstelle des Anisotropiefaktors am Boden der Anisotropiefaktor am Oberrand der Atmosphäre g_T berücksichtigt wurde.

der Atmosphäre beschrieben. Entsprechend reduziert sich der Fehler der gefilterten Bodenalbbedo, wenn man an Stelle des Anisotropiefaktors für den Boden denjenigen für den Oberrand der Atmosphäre verwendet. Der Anisotropiefaktor für den Boden kann dagegen bei kleinen Zenitwinkeln einen größeren Teil der Varianz erklären, weil dann der Beitrag des Bodens höher ist.

8.3.2 Der Einfluß einzelner Parameter auf die Genauigkeit der gefilterten Bodenalbbedo

Um den Einfluß von Anisotropie, Gesamtwasserdampfgehalt und optische

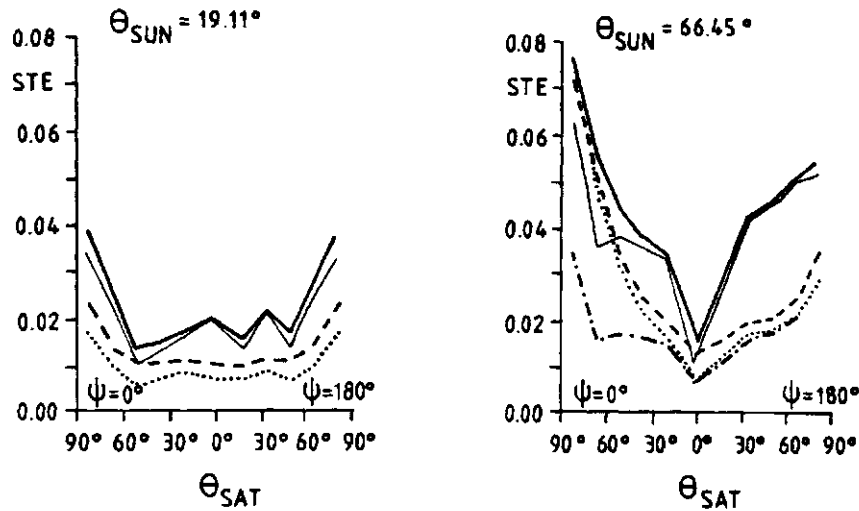


Abb. 8.7: Reduktion des Standardfehlers "STE" der gefilterten Bodenalbedo bei Aufnahme einzelner Parameter gemäß den Beziehungen:

- a) $\rho_{B,M} = a + b L_M$
- b) $\rho_{B,M} = a + b L_M + c g_B$
- c) $\rho_{B,M} = a + b L_M + c g_B + d U_{H_2O}$
- d) $\rho_{B,M} = a + b L_M + c g_B + d U_{H_2O} + e \delta_{0.55}$
- e) $\rho_{B,M} = a + b L_M + d U_{H_2O} + e \delta_{0.55}$

Dargestellt sind die Vorwärtsstreurichtung ($\psi = 0^\circ$) und die Rückwärtsstreurichtung ($\psi = 180^\circ$) für zwei Sonnenzenitwinkel.

Dicke getrennt voneinander abzuschätzen, werden nacheinander mehrere Regressionsanalysen durchgeführt, wobei bei jeder neuen Analyse ein neuer Parameter einbezogen wird. Die Reduktion des Standardfehlers in der Bodenalbedo dient dabei als Maß für die Verbesserung bei Aufnahme einer der Größen. Die Reihenfolge richtet sich nach der Reihenfolge, die zuvor aus der Gesamtanalyse ersichtlich war. In der Gesamtanalyse wurde derjenige Parameter zuerst aufgenommen, der die meiste Restvarianz erklärt. Abb. 8.7 stellt für die Hauptebene ($\psi = 0^\circ$, $\psi = 180^\circ$) für zwei Sonnenzenitwinkel den Standardfehler der Schätzung bei Aufnahme durch die einzelnen Parameter dar. Die dünne ausgezogene Linie gibt zusätzlich den Standardfehler wieder, wenn nur die Atmosphärenparameter bekannt sind. Dabei wird sofort klar, daß mit der Information über den Atmosphärenzu-

stand allein keine große Verbesserung erzielt werden kann, ausgenommen die Winkelkombinationen, wo der Atmosphäreneinfluß dominant ist wie bei $\theta_{\text{sun}} = 66.45^\circ$ und $\theta_{\text{sat}} = 50.74^\circ$ und $\psi = 0^\circ$. In erster Linie trägt der Anisotropiefaktor zur Erklärung der Varianz bei. Erst wenn durch ihn ein großer Teil der Variabilität herausgenommen worden ist, tragen Wasserdampf und optische Dicke bei $0.55 \mu\text{m}$ maximal zur Verbesserung der Koeffizienten bei.

Die Anisotropie nimmt mit dem Sonnenzenitwinkel und dem Satellitenzenitwinkel zu und ist besonders im Rückwärtsstreubereich ausgeprägt. Dies schlägt sich auch im Standardfehler der Bodenalbedo nieder. Bei $\psi = 180^\circ$ und $\theta_{\text{sun}} = 66.45^\circ$ reduziert sich der Fehler um 0.027 durch die Aufnahme des Anisotropiefaktors, bei $\psi = 0^\circ$ und $\theta_{\text{sat}} = 35^\circ$ um 0.015. Im Vorwärtsstreubereich macht sich bei größeren Blickwinkeln der Einfluß der Atmosphäre stärker bemerkbar, so daß die Anisotropie am Boden keine große Rolle mehr spielt. Bei $\theta_{\text{sun}} = 19.1^\circ$ dagegen reduziert der Anisotropiefaktor den Fehler noch um ca. 0.015 bei $\psi = 0^\circ$ und $\psi = 180^\circ$. Der Anisotropiefaktor trägt also sowohl im Rückwärtsstreubereich als auch im Vorwärtsstreubereich zu einer Reduktion des Standardfehlers bei. Erst wenn bei größeren Sonnenzenitwinkeln das Minimum der Strahldichte im Vorwärtsstreubereich wegen der großen Abschattungseffekte aufgrund der Oberflächenstruktur in den Vordergrund rückt und gleichzeitig der Aerosoleinfluß im Vorwärtsstreubereich höher wird, verliert der Anisotropiefaktor am Boden dort seine Bedeutung.

Die Einbeziehung des Gesamtwasserdampfgehaltes bewirkt eine maximale Reduktion des Fehlers um ca. 0.01 bei $\theta_{\text{sun}} = 66.45^\circ$, $\theta_{\text{sat}} = 82.2^\circ$ und $\psi = 135^\circ$. In diesem Winkelbereich ist der Einfluß aller anderen Parameter gering. Im Vorwärtsstreubereich bei einem Sonnenzenitwinkel von 19.1° wird der Fehler nur um maximal 0.005 reduziert. Allgemein läßt sich eine Zunahme des Wasserdampfeinflusses mit dem Sonnenzenitwinkel feststellen, wobei im Vorwärtsstreubereich bei kleinen Blickwinkeln der Fehler stärker reduziert wird als bei hohen, wo der Aerosoleinfluß zunimmt.

Bei $\theta_{\text{sun}} = 19.1^\circ$ zeigt sich keine Verringerung des Fehlers (die strichpunktierte Linie fällt mit der punktierten Linie zusammen), wenn Infor-

mationen über die optische Dicke bei $0.55 \mu\text{m}$ einbezogen werden. Hier sieht der Satellit trotz des großen Blickwinkels weder das starke Vorwärtsstreumaximum noch das sekundäre Rückwärtsstreumaximum des Aerosols. Der Streuwinkel θ beträgt 79° bzw. 117° . Stärker wird dann der Einfluß mit zunehmendem Sonnenzenitwinkel: bei $\theta_{\text{sun}} \approx 66.45^\circ$ wird durch die Hinzunahme der optischen Dicke der Fehler um 0.036 verringert, bei $\psi = 90^\circ$ (hier nicht gezeigt) noch um 0.01.

Informationen über den Ozongehalt liefern in den meisten Fällen keinen signifikanten Beitrag zur Verbesserung der Genauigkeit. Ihr Einfluß ist verglichen mit dem Einfluß der anderen Parameter in dem betrachteten Bereich von 0.28 bis 0.32 cm NTP gering. Sein Beitrag zur Erklärung der Varianz liegt immer unter 0.01.

Der Einfluß der Atmosphäre und des Untergrundes auf das Satellitensignal spiegelt sich auch in den Ergebnissen der Regressionsanalysen wieder. Hier bestätigt sich, was sich in Kap. 7 schon angedeutet hat, daß die Atmosphäre (ausgenommen spezielle Winkelkombinationen) einen vergleichsweise geringen Effekt hat. Das erklärt auch den großen Einfluß des Anisotropiefaktors auf das Satellitensignal und damit auf die Genauigkeit der Bodenalbedo.

Läßt man Satellitenzenitwinkel größer als 66.5° außer Acht, wo hauptsächlich die Atmosphäre sondiert wird, dann kann die Bodenalbedo (ohne Berücksichtigung irgendwelcher Meßfehler) über den linearen Ansatz mit einer Genauigkeit von mindestens 0.02 abgeleitet werden, wenn nur das kontinentale Aerosol berücksichtigt wird. Im nächsten Abschnitt wird nun untersucht, welchen Einfluß die Meßfehler, mit denen die einzelnen Größen behaftet sind, auf die Güte der abgeleiteten Bodenalbedo haben.

8.4 Die Auswirkung von Meßfehlern auf die Genauigkeit der gefilterten Bodenalbedo

Bei der Ableitung einer empirischen Beziehung aus Meßdaten wird für jede Größe ein Meßfehler berücksichtigt. Hier wurde der Meßprozeß simuliert.

Dabei wird angenommen, daß das Modell richtig arbeitet, d. h. die Fehler sind numerische Fehler, die aber im Vergleich zu der Variationsbreite der einzelnen Größen gering und damit vernachlässigbar sind. Wenn eine Regressionsgleichung dagegen auf reale Daten angewendet werden soll, müssen die Fehler dieser Eingangsgrößen berücksichtigt werden. Der resultierende Fehler in der Bodenalbedo kann dabei entweder über das Fehlerfortpflanzungsgesetz berechnet werden oder die Fehler können direkt in die Regression einbezogen werden. Hier wurde der zweite Weg beschritten, um die Koeffizienten unter Berücksichtigung von Fehlern zu optimieren.

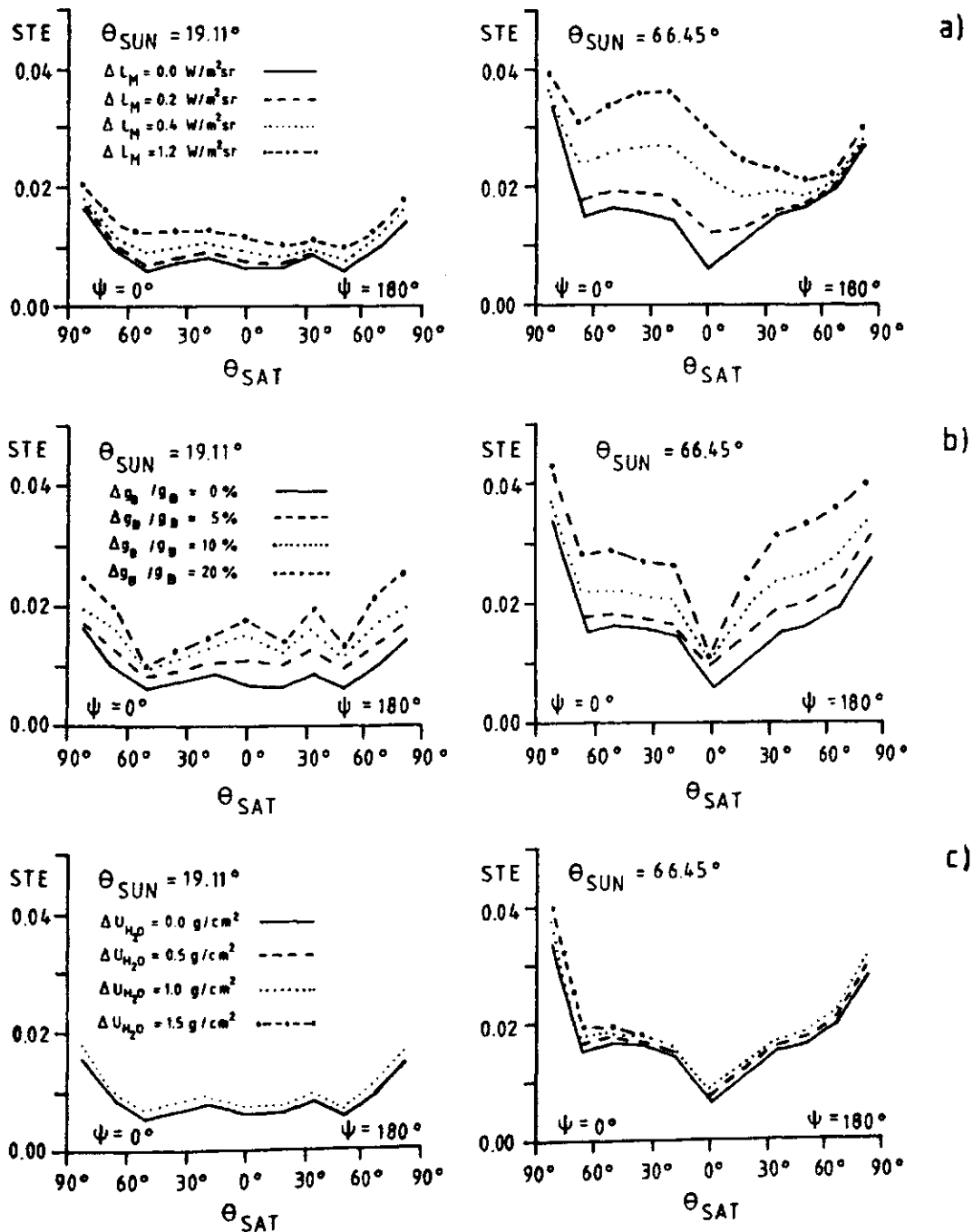
Zunächst wird die Auswirkung eines jeden Fehlers getrennt betrachtet, um die Bedeutung für die Ableitung der Bodenalbedo unter bestimmten Vorgaben der Größen zu erhalten. Anschließend wird die Regression für eine Kombination von Meßfehlern durchgeführt, mit den daraus resultierenden Regressionskoeffizienten werden anschließend die Albedowerte berechnet. Dabei wird dann auch das "background" - Aerosol einbezogen.

Zur Simulation einer Größe, die mit einem Meßfehler behaftet ist, wird ein normalverteiltes Rauschen zu der betreffenden Größe hinzuaddiert, wobei die Standardabweichung der Normalverteilung durch den Meßfehler gegeben ist. Die Darstellung erfolgt am Beispiel des Datensatzes mit kontinentalem Aerosol.

8.4.1 Der Meßfehler der Strahldichte

Aus der Überprüfung einzelner aufeinanderfolgender Pixel einer Abtastzeile im METEOSAT-Bild ergab sich ein Rauschen von einem Grauwert. Der eigentliche Meßfehler kann dabei geringer sein, aufgrund der Digitalisierung kann aber nur der Fehler von einem Grauwert als der kleinsten meßbaren Einheit festgestellt werden (einem Grauwert entspricht nach Köpke (1983) $2.3 \text{ W}/(\text{m}^2\text{sr})$). Durch Mittelung über n Pixel läßt sich der Fehler auf $1/\sqrt{n}$ reduzieren. Vor der Verarbeitung der Pixel wurde die räumliche Auflösung des solaren Kanals durch Mittelung über $2 * 2$ Pixel auf die Auflösung des Infrarotkanals gebracht. Der Fehler verringert sich dabei um den Faktor $1/2$. Bei der Definition der Eigenschaften im

Satellitenbild durch die verschiedenen Klassen (beschrieben durch Mittelwert und Standardabweichung der angepaßten Gaußkurven) reduziert sich deren Fehler ebenfalls um $1/\sqrt{n}$ (Thomas und McAllcock 1984), wobei n die Anzahl der Pixel ist, die zu einer Klasse zusammengefaßt worden sind. Setzt man eine Pixelanzahl von 50 voraus, verkleinert sich insgesamt der Fehler auf $0.16 \text{ W}/(\text{m}^2\text{sr})$.



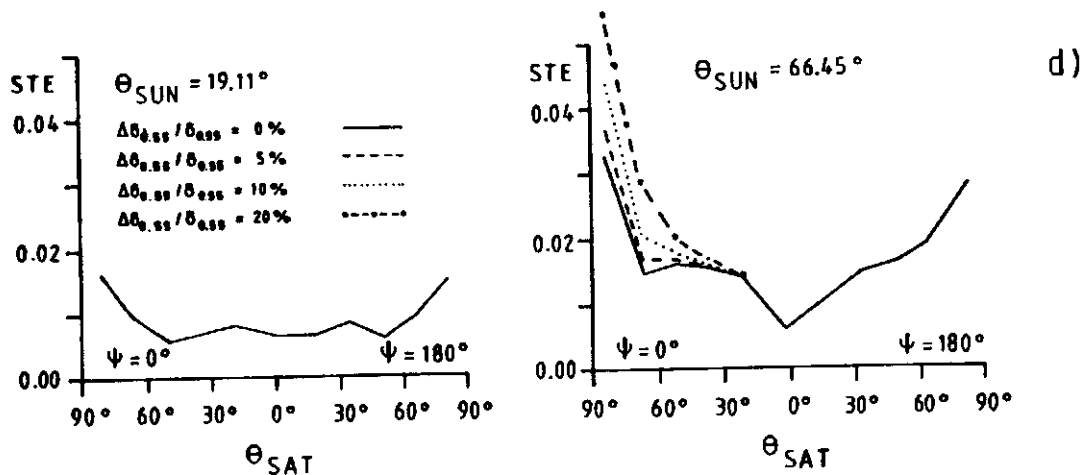


Abb. 8.8: Standardfehler der gefilterten Bodenalbido in Abhängigkeit vom Satellitenzenitwinkel bei Berücksichtigung verschiedener Meßfehler a) in der METEOSAT - Strahldichte, b) im Anisotropiefaktor, c) im Gesamtwas-serdampfgehalt und d) in der optischen Dicke bei $0.55 \mu\text{m}$ für jeweils zwei Sonnenzenitwinkel. Dargestellt sind die Vorwärtsstreurichtung ($\psi = 0^\circ$) und die Rückwärtsstreurichtung ($\psi = 180^\circ$).

Die Regressionen wurden für einen Fehler der Strahldichte zwischen 0.2 und $1.2 \text{ W/m}^2\text{sr}$ durchgeführt (Abb. 8.8 a). Der Fehler in der Strahldichte macht sich am stärksten in den Bereichen bemerkbar, wo Anisotropie und Atmosphäre den geringsten Einfluß haben wie im Nadir bei $\theta_{\text{sun}} = 66.45^\circ$ oder bei $\theta_{\text{sun}} = 19.1^\circ$ und $\theta_{\text{sat}} = 50.74^\circ$. Bei großen Satelliten- und Sonnenzenitwinkeln, wo der Einfluß des Aerosols wirksam wird, hängt z. B. im Vorwärtsstreubereich die Genauigkeit der Bodenalbido davon ab, wie gut die Strahldichte durch die Informationen über die optische Dicke korrigiert wird; d. h. die Streuung der Strahldichte, die durch den Fehler in der Strahldichte hervorgerufen wird, ist kleiner als die Streuung, die durch den Einfluß des Aerosols auf die Strahldichte verursacht wird. Daher hat bei $\theta_{\text{sun}} = 66.45^\circ$ im Vorwärtsstreubereich und bei großen Satellitenzenitwinkeln der Fehler der Strahldichte nur einen vergleichsweise geringen Einfluß auf die Genauigkeit der Bodenalbido. Viel geringer als im Vorwärtsstreubereich wirkt sich auch der Fehler der Strahldichte im Rückwärtsstreubereich aus, weil hier die Streuung der gefilterten Bodenalbido, die durch die Anisotropie des Bodens verursacht

wird, schon sehr groß ist (vgl. dazu Einfluß der Anisotropie in Abb. 8.7).

Bei einem Meßfehler von $1.2 \text{ W/(m}^2\text{sr)}$ erhöht sich im Nadir bei $\theta_{\text{sun}} = 66.45^\circ$ der Fehler der Bodenalbedo um 0.025; bei demselben Sonnenzenitwinkel und bei einem Satellitenzenitwinkel von 66.45° um 0.015 bei $\psi = 0^\circ$.

Ein ΔL_M von $1.2 \text{ W/(m}^2\text{sr)}$ entspricht in etwa der Verringerung des Fehlers der Strahldichte bei Mittelung über vier Pixel. In Anbetracht der anderen Fehler, die noch zu einer Verschlechterung beitragen können, und im Hinblick darauf, daß aus der gefilterten Bodenalbedo noch die Bodenalbedo für den gesamten solaren Spektralbereich berechnet werden muß, erscheint dieser Fehler zu hoch. Bei einem Fehler in der Strahldichte von $0.2 \text{ W/m}^2\text{sr}$ dagegen verschlechtert sich die Bodenalbedo nur noch um maximal 0.005. Das spricht für die Klassifikation des Satellitenbildes, wobei das Rauschen stark reduziert wird und die signifikanten Reflexionseigenschaften erhalten bleiben, im Gegensatz zu einer arithmetischen Mittelung, die ebenfalls rauschmindernd wirkt, aber das Bild stark glättet.

8.4.2 Der Meßfehler des Gesamtwasserdampfgehaltes

Der Gesamtwasserdampfgehalt wurde mit einem Fehler zwischen 0.3 und 1.5 g/cm^2 versehen (Abb. 8.8 c). Sein Einfluß bleibt relativ gering. Der Fehler der Bodenalbedo erhöht sich bei einem $\Delta U_{\text{H}_2\text{O}} = 1.5 \text{ g/cm}^2$ um maximal 0.008 bei $\theta_{\text{sat}} = 82.2^\circ$ und $\psi = 0^\circ$, ohne Berücksichtigung dieses extremen Satellitenzenitwinkels um maximal 0.005. Die Ursache dafür ist die gleiche wie für das kontinentale Aerosol bei den meisten Winkelkombinationen (Kap. 8.4.3) und liegt in dem geringen Einfluß, den diese Parameter im simulierten Bereich auf die Satellitenstrahldichte und damit auf die Ableitung der Bodenalbedo haben. Ein weiterer Grund ging schon aus den Abbildungen 8.2 und 8.3 hervor; die Variationen der Strahldichte aufgrund der hohen Variabilität der Bodenalbedo sind viel größer als die Variationen, die auf dem Störeinfluß von Aerosol und Wasserdampf beruhen. Würde sich die Analyse auf einen einzigen Bodentyp beschränken, wäre der Beitrag dieser Parameter zur Korrektur der Satellitenstrahldichte höher.

8.4.3 Der Meßfehler der optischen Dicke bei $0.55 \mu\text{m}$

Der Fehler der optischen Dicke wurde zwischen 5 und 20 % variiert (Abb. 8.8 d). Der prozentuale Fehler folgt den Angaben von Kriebel (1978) für die Ableitung der optischen Dicke bei $0.55 \mu\text{m}$ aus der Sichtweite. Entsprechend seiner Bedeutung im Vorwärtsstrebereich macht sich der Meßfehler des kontinentalen Aerosols fast ausschließlich dort und auch nur bei großen Sonnenzenitwinkeln bemerkbar; bei $\theta_{\text{sun}} = 19.1^\circ$ zeigt sich kein Einfluß (hier liegen alle Kurven übereinander, ebenso bei $\theta_{\text{sun}} = 66.45^\circ$ und $\psi = 180^\circ$). Bei $\Delta\delta_{0.55}/\delta_{0.55} = 20\%$ beträgt der maximale Fehlerzuwachs in der Bodenalbedo 0.015 bei $\theta_{\text{sun}} = 66.45^\circ$, $\theta_{\text{sat}} = 66.45^\circ$ und $\psi = 0^\circ$.

8.4.4 Der Meßfehler des Anisotropiefaktors

Der Fehler des Anisotropiefaktors wurde zwischen 5 und 25 % variiert (Abb. 8.8 b). Dabei wurde dieser Fehler nicht als eigentlicher Meßfehler aufgefaßt; da der Anisotropiefaktor von allen Parametern derjenige ist, der am schwersten zugänglich ist, wurde hier ein Fehler berücksichtigt, der bei der Übertragung einer bekannten Reflexionsfunktion auf andere Oberflächen entstehen kann. Im Rückwärtsstrebereich steigt der Fehler der Bodenalbedo erwartungsgemäß am stärksten an. Aber auch im Vorwärtsstrebereich ist die Anisotropie von Bedeutung, dort hauptsächlich bei einem relativen Azimutwinkel von 0° . Bei einem Fehler von 25 % im Anisotropiefaktor erhöht sich der Fehler der Bodenalbedo bei $\theta_{\text{sun}} = 66.45^\circ$ und $\psi = 180^\circ$ auf 0.038, bei $\theta_{\text{sun}} = 66.45^\circ$ und $\psi = 0^\circ$ auf 0.03. Für die Winkelkombinationen $\theta_{\text{sun}} = 19.1^\circ$, $\theta_{\text{sat}} = 50.74^\circ$ und alle Azimutrichtungen ist der Einfluß der Anisotropie gering. Mit zunehmenden Sonnenzenitwinkel kristallisieren sich die Nadirrichtung und die Azimutwinkel zwischen 45° und 135° (hier nicht gezeigt) als günstige Richtungen heraus, wo die Anisotropie vernachlässigt werden kann.

Wenn die Genauigkeit der Strahldichte durch die Klassenbildung im Mittel auf 1/10 des Rauschens reduziert wird, stellt die Anisotropie die größte Fehlerquelle dar.

8.5 Genauigkeit der gefilterten Bodenalbado bei Berücksichtigung aller Meßfehler

Nach der getrennten Betrachtung der Meßfehler wurde die Regression durchgeführt für $\Delta U_{H_2O} = 0.5 \text{ g/cm}^2$, $\Delta \delta_{0.55}/\delta_{0.55} = 20 \%$, $\Delta g_B/g_B = 10 \%$ und $\Delta L_M = 0.16 \text{ W/m}^2\text{sr}$. Hier wurde zusätzlich das Wüstenaerosol vom Typ "background" nach d'Almeida (1987) in die Regression einbezogen, was die Streuung der Strahldichte erhöht. Der resultierende Fehler der Bodenalbado ist in Abb. 8.9 dargestellt. Betrachtet man nur Sonnenzenitwinkel bis 50.74° und Satellitenzenitwinkel bis 66.45° bleibt der Fehler der gefilterten Bodenalbado kleiner als 0.03. Bei $\theta_{\text{sun}} = 66.45^\circ$ liegt der Fehler für die meisten Winkelkombinationen ebenfalls unterhalb 0.03. Der maximale Fehler für $\theta_{\text{sat}} \leq 66.45^\circ$ beträgt 0.05 im Vorwärtsstrebereich bei $\psi = 0^\circ$. Zwischen $\theta_{\text{sun}} = 66.45^\circ$ und $\theta_{\text{sun}} = 82.2^\circ$ wächst der Fehler stark an und liegt nur bei wenigen Winkelkombinationen unter 0.05. Die hier vorgegebenen Fehler können für die meisten Zusatzinformationen als realistisch eingestuft werden. Problematisch ist nur der Anisotropiefaktor. Hier wird angenommen, daß der Fehler im Mittel 10% beträgt, wenn eine der bekannten Reflexionsfunktionen auf eine beliebige Oberfläche übertragen wird.

Die gefilterte Bodenalbado und ihr Standardfehler stellen die Eingangsgrößen für die spektrale Korrektur dar. Dabei sind die resultierenden Fehler für die gefilterte Bodenalbado vertretbar, wenn eine Genauigkeit für die solare Bodenalbado von 0.05 angestrebt wird.

8.6 Genauigkeit der gefilterten Bodenalbado bei Berechnung ohne Zusatzinformationen

Liegen keine Zusatzinformationen vor, muß die gefilterte Bodenalbado allein aus der Satellitenstrahldichte für mittlere atmosphärische Verhältnisse und ein mittleres Anisotropieverhalten nach Gleichung 8.3 berechnet werden. Aus Kap. 7 und Kap. 8.3 wurde deutlich, daß der Atmosphären einfluß im METEOSAT - Kanal für viele Winkelkombinationen nur eine untergeordnete Rolle spielt, insbesondere bei der hier berücksichtigten großen Variation der Bodenreflexion. Der Fehler bei Berücksichtigung ei-

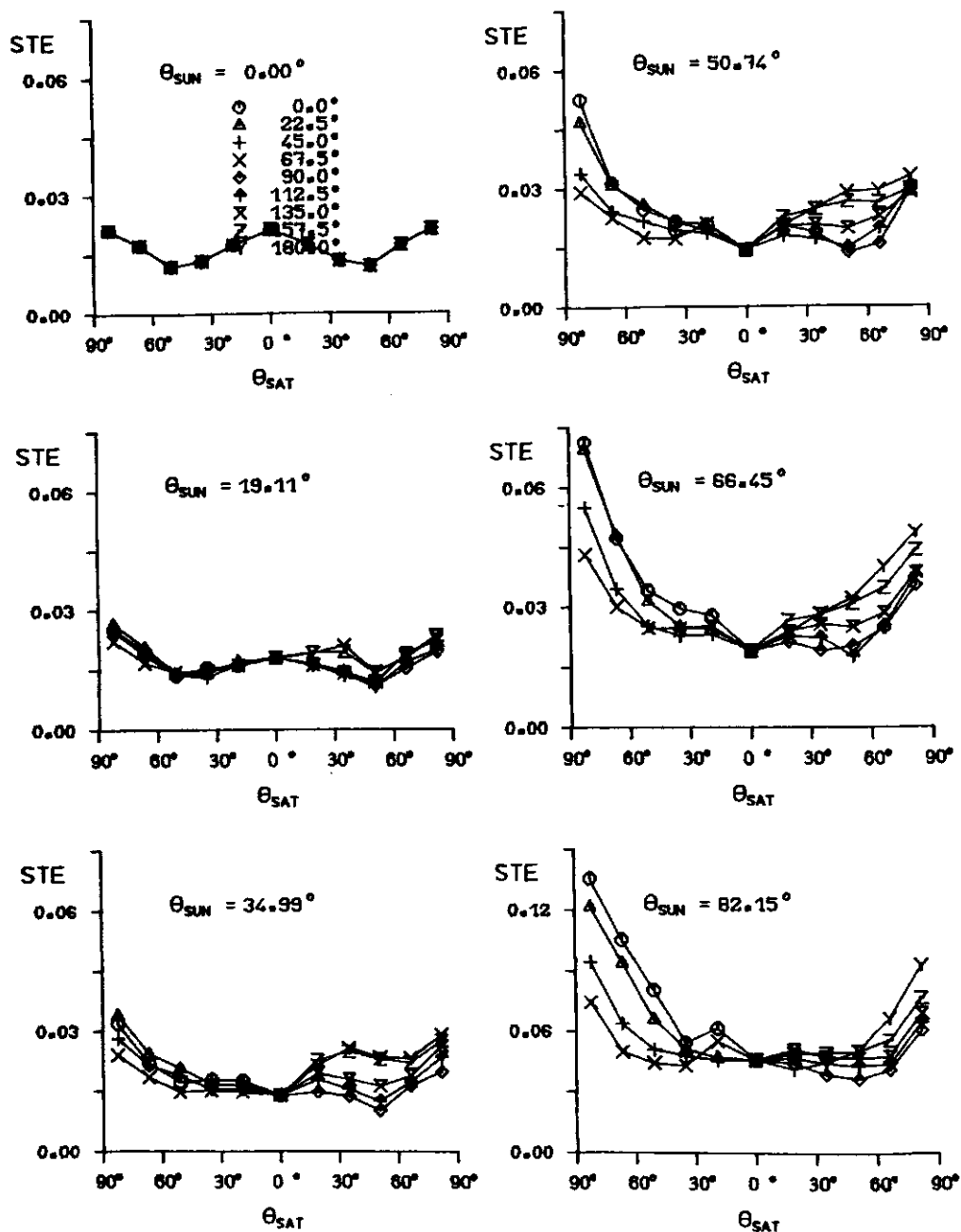


Abb. 8.9: Standardfehler der gefilterten Bodenalbido für Gleichung 8.2 bei Berücksichtigung aller Meßfehler in Abhängigkeit vom Satellitenzenitwinkel, für 6 Sonnenzenitwinkel und für relative Azimutwinkel zwischen 0° und 180° (gekennzeichnet durch die Symbole). Im verwendeten Datensatz sind die Fälle für das kontinentale und das "background" - Aerosol enthalten. Folgende Fehler wurden angesetzt:

- a) $\Delta L_M = 0.16 \text{ W}/(\text{m}^2\text{sr})$
- b) $\Delta U_{\text{H}_2\text{O}} = 0.5 \text{ g}/\text{cm}^2$
- c) $\Delta \delta_{0.55}/\delta_{0.55} = 20 \%$
- d) $\Delta g_B/g_B = 10 \%$

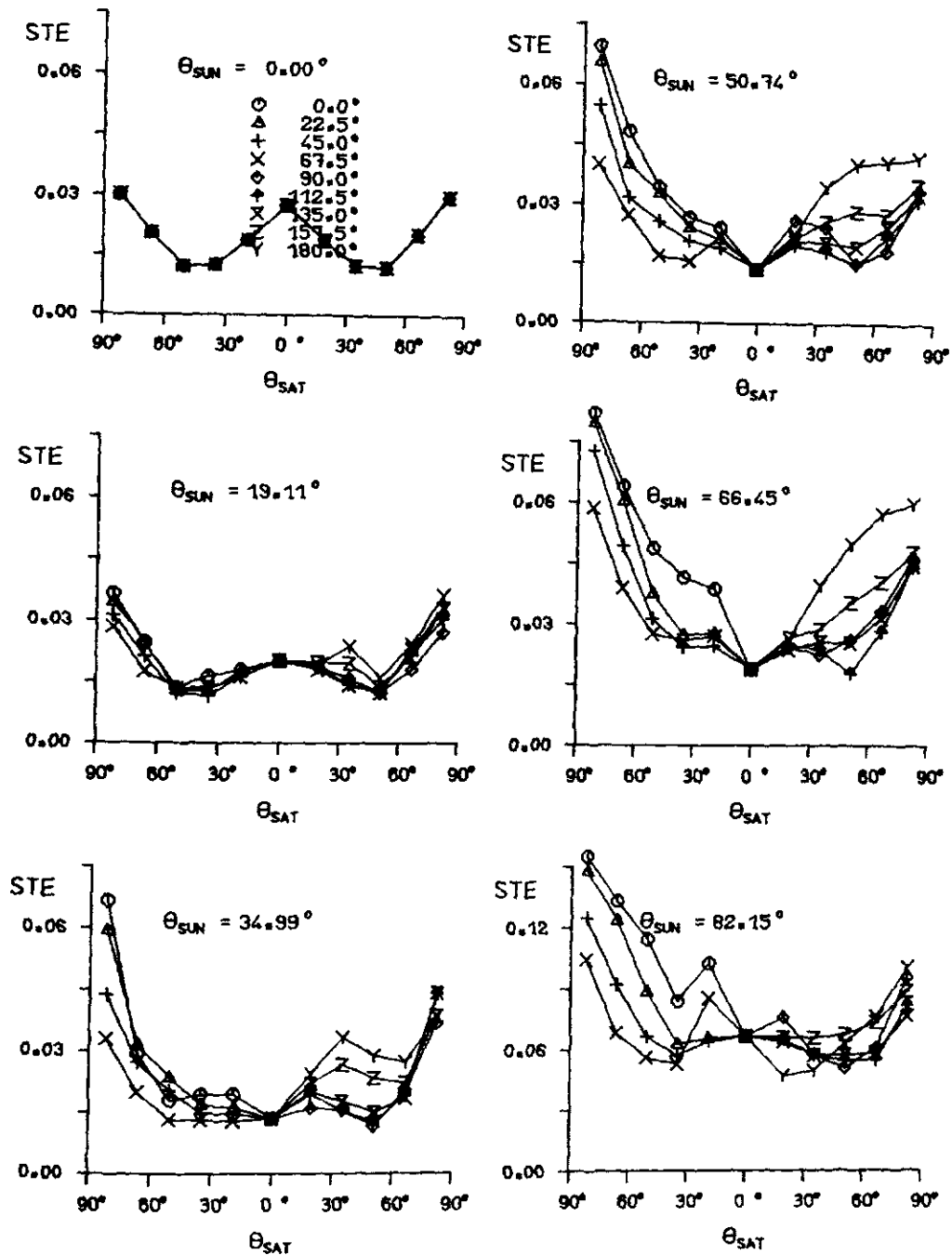


Abb. 8.10: Standardfehler der gefilterten Bodenalbbedo für Gleichung 8.3 mit einem Fehler der Strahldichte von $0.16 \text{ W}/(\text{m}^2\text{sr})$ in Abhängigkeit vom Satellitenzenitwinkel, für sechs Sonnenzenitwinkel und für relative Azimutwinkel zwischen 0° und 180° (gezeichnet durch die verschiedenen Symbole).

nes mittleren Anisotropiefaktors hängt besonders vom Sonnenstand ab, da mit Zunahme des Sonnenzenitwinkels sich auch die Anisotropie verstärkt. Damit hängt die Anwendbarkeit von Gleichung 8.3 speziell von der Tages- und Jahreszeit ab. Abb. 8.10 zeigt den resultierenden Fehler für einen Fehler der Strahldichte von $0.16 \text{ W}/(\text{m}^2\text{sr})$ für die gesamte Winkelgeometrie. Für alle Sonnenzenitwinkel $\leq 35^\circ$ und Satellitenzenitwinkel bis einschließlich 66.45° ist der Fehler kleiner 0.03. Nur bei $\theta_{\text{sun}} = 35^\circ$, $\theta_{\text{sat}} = 35^\circ$ und $\psi = 180^\circ$ führt die Abweichung der tatsächlichen Anisotropie von der mittleren Anisotropie zu einem leicht höheren Fehler. Bei einem Sonnenzenitwinkel von 50.7° und höher schlägt sich die Abweichung von den mittleren Verhältnissen der Atmosphäre und der Anisotropie besonders in der Vorwärts- und Rückwärtsstreurichtung in einem höheren Fehler nieder (vgl. Abb. 8.7). Bei 82.2° liegt der Fehler fast bei allen Winkelkombinationen über 0.05.

Aus Abb. 8.10 ist ersichtlich, daß bei vielen Winkelkombinationen die gefilterte Bodenalbedo noch mit ausreichender Genauigkeit berechnet werden kann, selbst wenn Zusatzinformationen fehlen. Der Grund dafür liegt insbesondere auch in dem geringen Fehler der Strahldichte, der aufgrund der Klassifikation hier angesetzt werden kann. Schließlich kommen für bestimmte geographische Gebiete nicht alle Winkelkombinationen in Frage. Welche speziell für Afrika in Betracht kommen, zeigt in der Anwendung Abb. 9.2 für den Januar und Juni 1983 11:30 UT. Die Koeffizienten der Beziehung 8.3 sind zusammen mit den Korrelationskoeffizienten und den Standardabweichungen im Anhang A1 aufgeführt.

9. Ergebnisse der Bodenalbedo im METEOSAT - Kanal

Mit den Regressionskoeffizienten, die tabellarisch für 6 Sonnen- und Satellitenzenitwinkel (s. Tabelle 4.1) und in Abständen von 11.25° in Azimutrichtung vorliegen, kann die Bodenalbedo im METEOSAT - Kanal (die "gefilterte" Bodenalbedo) aus den gemessenen Strahldichten berechnet werden. Die Grauwerte des Minimumbildes werden mit dem Eichfaktor von Köpke (1983) in METEOSAT - Strahldichten umgerechnet.

Weil keine Zusatzinformationen über Atmosphäre und Anisotropie vorlagen, wurde die gefilterte Bodenalbado nach Gleichung (8.3) berechnet, die mittlere atmosphärische Verhältnisse und ein mittleres Anisotropieverhalten repräsentiert. Die Regressionskoeffizienten wurden auf die Minimumbilder von Afrika für den Januar und Juni 1983 jeweils um 11:30 UT angewendet (s. Abb. 6.2 a und b). Im folgenden werden die Ergebnisse diskutiert und nach der spektralen Korrektur den Werten anderer Autoren gegenübergestellt.

9.1 Die gefilterte Bodenalbado im Januar und Juni 1983 um 11:30 UT

Zur Umrechnung von Strahldichte in gefilterte Bodenalbado wurde die aktuelle mittlere Winkelgeometrie eines $2^\circ \times 2^\circ$ - Sektors berücksichtigt. Da die Koeffizienten für einen mittleren Abstand Sonne-Erde berechnet wurden, muß an dieser Stelle die aktuelle Strahldichte entsprechend korrigiert werden. Zur Darstellung der gefilterten Bodenalbado wurden $2^\circ \times 2^\circ$ - Mittelwerte der Strahldichte berechnet; aus dem Mittelwert der Strahldichte folgte unter der Anwendung der Regressionskoeffizienten die mittlere gefilterte Bodenalbado. Über Schwellwerte, die interaktiv mit Hilfe einer Bildverarbeitungsanlage gefunden wurden, wurde die noch vorhandene Restbewölkung - soweit erkennbar - eliminiert. Abb. 9.1 zeigt die Albedowerte für den Januar (a) und Juni (b). Vergleicht man die Albedokarten mit den Minimumbildern aus Abb. 6.2 a) und b), so können die verschiedenen Vegetationsformen und Wüstenoberflächen an dem unterschiedlichen Reflexionsvermögen identifiziert werden. Im Juni treten in der Sahara Albedowerte von 20 % (Gebirgsmassive) bis über 40 % (helle Sandflächen) auf. Die niedrigsten Werte zeigen sich im Bereich des tropischen Regenwaldes mit 13 % bis 14 %. Die Werte von 24 % zwischen 4° - 6° N und 10° W - 10° O im Juni könnten auf nicht erkannte Restbewölkung zurückzuführen sein, da zum einen Restbewölkung über dem angrenzenden Golf von Guinea eindeutig auszumachen ist, zum anderen die mittlere Wolkenbedeckung beispielsweise in Nigeria im Juni zwischen 5/8 und 7/8 liegt (Landsberg 1972). Auf Restbewölkung sind möglicherweise auch die höheren Werte (18 - 20 %) nördlich des Äquators aufgrund der Lage der

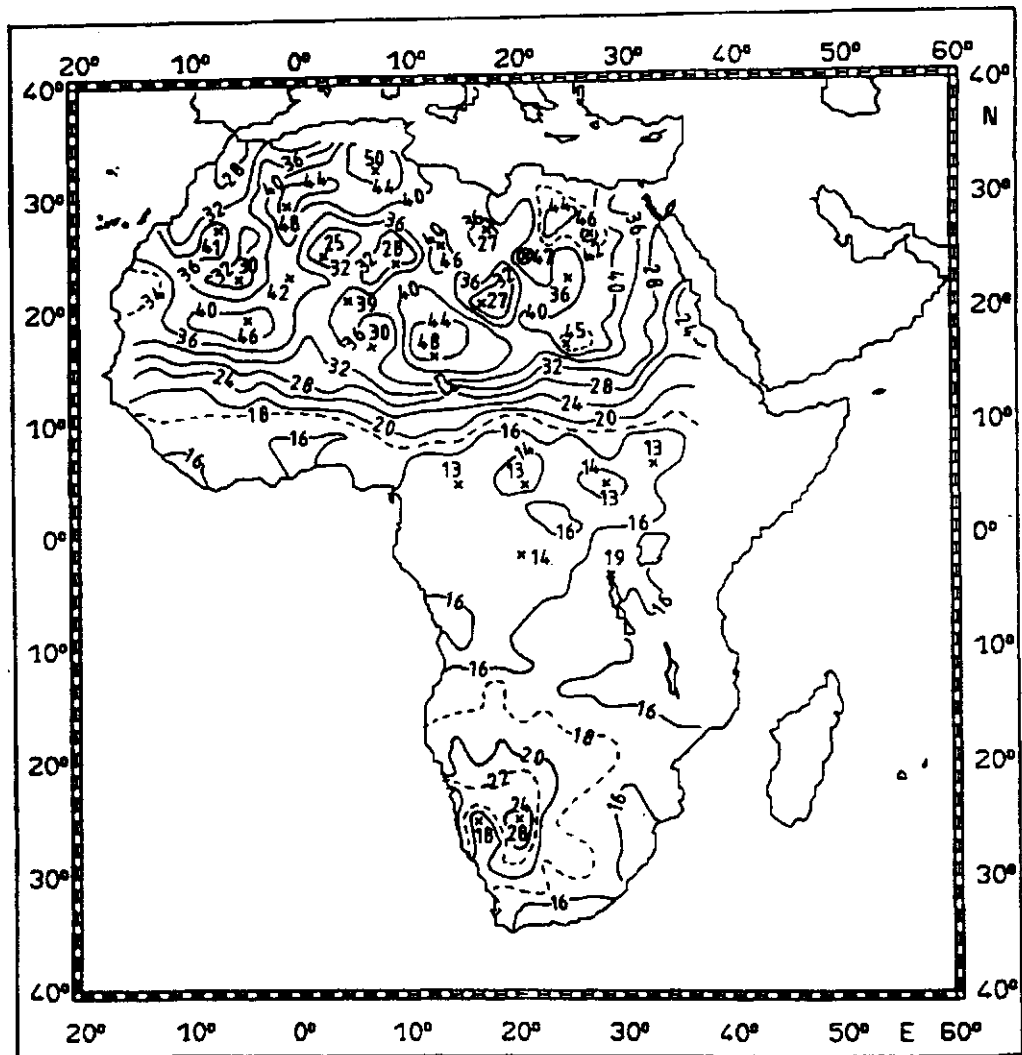


Abb. 9.1 a): Gefilterte Bodenalbeto für den Januar 1983 11:30 UT in % berechnet nach Gleichung 8.3 mit einem Fehler der Strahldichte von $0.16 \text{ W}/(\text{m}^2\text{sr})$.

innertropischen Konvergenzzone zurückzuführen wie schon in Kap. 6.4 diskutiert wurde.

Die Strukturen der Albedo im Januar stimmen im wesentlichen mit denen im Juni überein; nur treten höhere Werte besonders über den hellen Sandflächen auf. Wie im Juni liegen die niedrigsten Werte über dem tropischen Regenwald mit 13 % bis 14 %. Die Albedo der Gebirge steigt von 29 % im

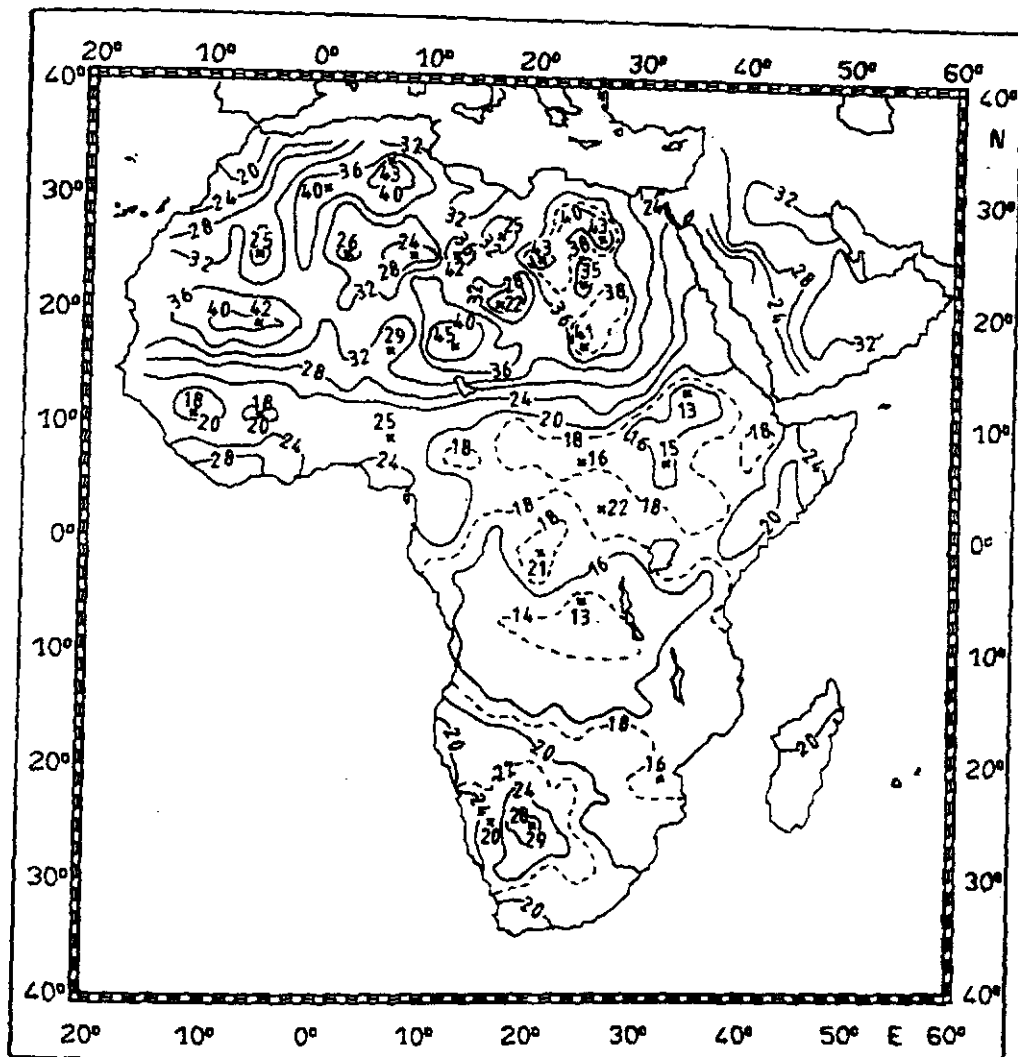


Abb. 9.1 b): Gefilterte Bodenalbedo für den Juni 1983 11:30 UT in % berechnet nach Gleichung 8.3 mit einem Fehler der Strahldichte von $0.16 \text{ W}/(\text{m}^2\text{sr})$.

Juni auf 30 % im Januar im Air, von 22 % auf 27 % im Tibestigebirge und von 24 % auf 28 % im Ahaggarmassiv. Die maximalen Werte finden sich über den hellen Sandwüsten im Januar mit 50 % in der Wüste von Algerien, 48 % im Niger und 47 % in der libyschen Wüste. Diese Variationen sind in erster Linie auf die Sonnenzenitwinkelabhängigkeit der Bodenalbedo zurückzuführen, die bei den Simulationen und der nachfolgenden Regressionsana-

lyse berücksichtigt wurde. Variationen aufgrund einer veränderten Bodenstruktur z. B. in der Sahelzone können damit noch nicht festgestellt werden. Erst wenn die Bodenalbedo beider Monate auf einen Sonnenzenitwinkel von 0° oder einen anderen aber gleichen Sonnenzenitwinkel korrigiert wird, kann eine Änderung der Bodenalbedo als Folge einer veränderten Vegetation interpretiert werden. Hier zeigt sich der Vorteil, den ein geostationärer Satellit wie METEOSAT bietet. Aus den METEOSAT-Daten selbst kann für jeden Oberflächentyp, der durch die Klassen festgelegt ist, der Tagesgang bestimmt und die Korrektur vorgenommen werden.

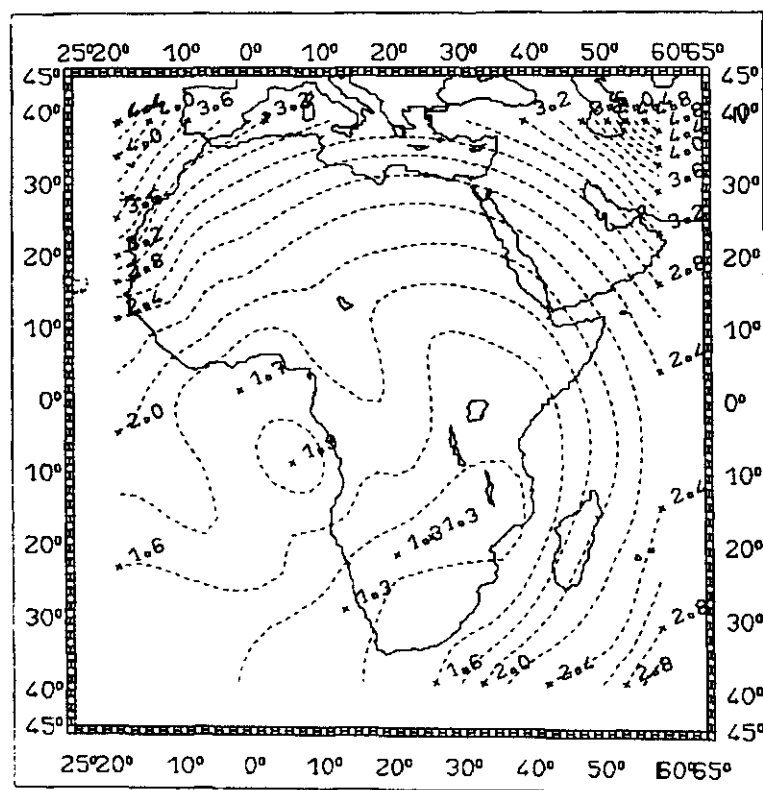


Abb. 9.2 a): Aus Gleichung 8.3 resultierender Standardfehler der gefilterten Bodenalbedo in Abständen von 0.2 % (absolute Albedo) bei einem Fehler der Strahldichte von $0.16 \text{ W}/(\text{m}^2 \text{sr})$ für den 15. Januar 1983 11:30 UT. Die Angabe in 1/10 % wurde gewählt, um die Änderung in Abhängigkeit von der Winkelgeometrie zu verdeutlichen.

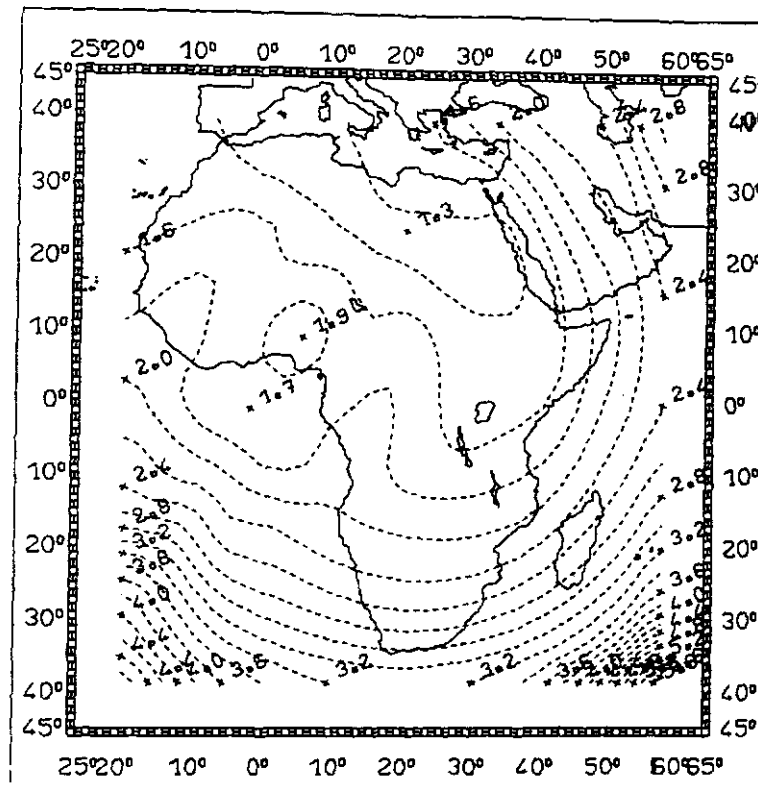


Abb. 9.2 b): Aus Gleichung 8.3 resultierender Standardfehler der gefilterten Bodenalbedo in % (absolute Albedo) bei einem Fehler der Strahlendichte von $0.16 \text{ W}/(\text{m}^2\text{sr})$ für den Juni 1983 11:30 UT. Die Angabe in $1/10\%$ wurde gewählt, um die Änderung in Abhängigkeit von der Winkelgeometrie zu verdeutlichen.

Die Standardfehler der Schätzung, die aus Gleichung 8.3 mit $\Delta L_M = 0.16 \text{ W}/(\text{m}^2\text{sr})$ resultieren, zeigt Abb. 8.10 für die gesamte Winkelgeometrie. Diese werden nun für die aktuelle Winkelgeometrie im Januar und Juni 1983 11:30 UT auf Afrika übertragen (Abb. 9.2). Das Minimumbild wurde aus Daten verteilt über den ganzen Monat abgeleitet, hier wurde stellvertretend die Winkelgeometrie jeweils für den 15. des Monats dargestellt. Für eine genauere Berücksichtigung sowohl der Winkelgeometrie als auch der Zusatzinformationen (wenn vorhanden) kann für jedes Pixel der zugehörige Tag des Monats abgefragt werden, an dem der Minimumwert gefunden wurde.

Die zugehörige Winkelgeometrie zeigt Abb. 9.3. Der Satellitenzenitwinkel

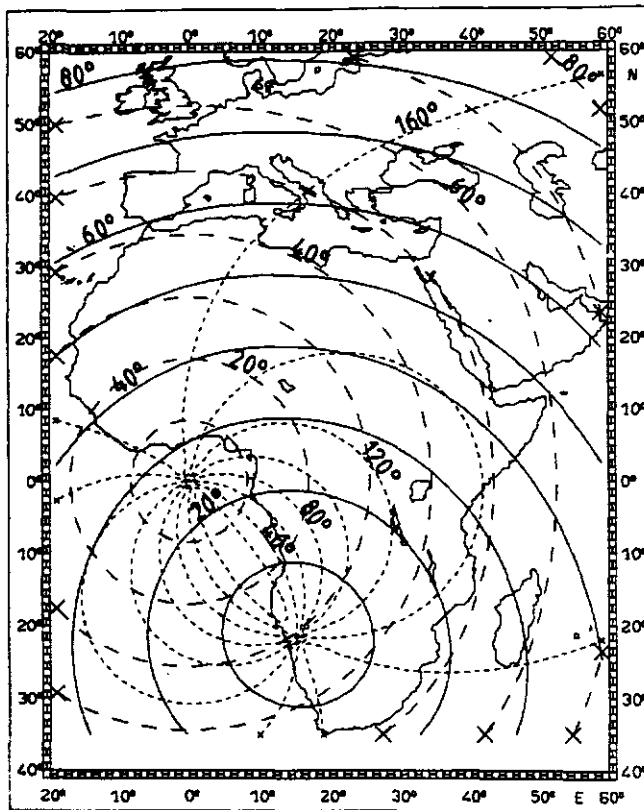


Abb. 9.3 a): Winkelgeometrie für den 15. Januar 1983 11:30 UT. Der Sonnenzenitwinkel ist in Abständen von 10° (durchgezogene Linie), der Satellitenzenitwinkel in Abständen von 10° (lang gestrichelte Linie) und der relative Azimutwinkel in Abständen von 20° (kurzgestrichelte Linie) dargestellt. Die Änderung der Sonnen- und Azimutwinkel während des Abtastzeitraumes (11:00–11:30 UT) wurde berücksichtigt.

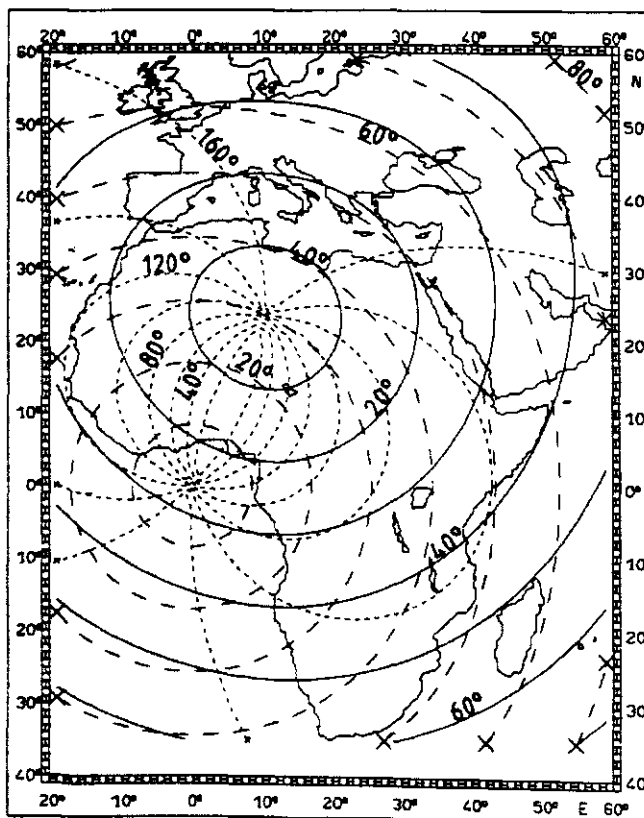


Abb. 9.3 b): Winkelgeometrie für den 15. Juni 1983 11:30 UT, sonst wie bei Abb. 9.3 a)

erreicht maximal einen Wert von 60° an der Ostspitze Somalias. Der Wert des Sonnenzenitwinkels beträgt ebenfalls maximal 60° für den afrikanischen Kontinent. Im Januar liegt Nord-West-Afrika genau im Rückwärtsstreubereich ($\psi = 180^\circ$). Der Fehler aufgrund der Abweichung von der mittleren Anisotropie macht sich etwas an der Einbuchtung der Isolinien in diesem Bereich bemerkbar. Da aber insgesamt die Streuung durch die gleichzeitige Berücksichtigung sehr verschiedener Anisotropiemodelle in der Regression auch bei anderen Winkelkombinationen groß ist, fällt dieser Bereich nicht durch besonders hohe Fehler auf. Im Juni liegen nur kleine Bereiche Libyens und Ägyptens im Rückwärtsstreubereich, aber hier steht die Sonne fast im Zenit, sodaß die Anisotropie keinen Effekt hat. Der Vorwärtsstreubereich ($\psi = 0^\circ$) liegt im Januar über dem atlantischen Ozean. Im Juni befindet er sich zwar über dem Land, umfaßt aber nur einen kleinen Bereich, in dem außerdem Sonnen- und Satellitenzenitwinkel klein sind, so daß hier der Einfluß des Aerosols wegen der kurzen Wege durch die Atmosphäre gering ist.

Übrig bleibt der Einfluß des Sonnenzenitwinkels. Bei größeren Sonnenzenitwinkeln bewirken die langen Wege durch die Atmosphäre eine erhöhte Streuung und Absorption, was die Satellitenstrahldichte beeinflusst. Der Standardfehler der Schätzung beträgt in der Nähe des Sonnenzenits 0.01 und erreicht maximal 0.03 im Juni an der Südspitze Afrikas und im Januar in Marokko. Mit weiter zunehmendem Sonnenzenitwinkel nimmt der Fehler dann allerdings sehr rasch zu.

Der Termin 11:30 UT stellt somit mit seiner Winkelgeometrie sowohl im Juni als auch im Januar einen günstigen Termin dar, um die Bodenalbedo auch ohne Zusatzinformationen abzuleiten.

9.2 Spektrale Korrektur

Der solare Kanal von METEOSAT überdeckt zwar einen großen Teil des solaren Spektrums und schließt das Maximum der solaren Strahlung mit ein. Trotzdem können noch Unterschiede zwischen gefilterter und ungefilterter Bodenalbedo auftreten. Nach Abb. 5.1 kommen noch folgende Bereiche in

Betracht, in denen das spektrale Reflexionsvermögen einen Beitrag liefern kann: in den Fensterbereichen bei 1.27, 1.65 und 2.2 μm , sowie der Bereich zwischen 0.3 und 0.4 μm . Bei Wellenlängen kleiner 0.3 μm geht wegen der Ozonabsorption die solare Einstrahlung auf Null zurück, bei Wellenlängen größer 2.5 μm sorgt die Absorption durch Wasserdampf und Kohlendioxid dafür, daß kaum noch Sonnenstrahlung den Boden erreicht.

Der spektrale Verlauf der Bodenalbedo hängt bei Vegetation vom Wassergehalt und vom Reifestadium ab, bei Böden ebenfalls vom Wassergehalt und von dem Gehalt an organischen Substanzen (Bowker et al. 1985) (s. Abb. 5.3). Dabei gibt der spektrale Verlauf schon Aufschluß über den Unterschied zwischen gefilterter und ungefilterter Bodenalbedo, auch wenn für eine quantitative Abschätzung das Verhältnis der über die Wellenlänge integrierten Flüsse betrachtet werden muß. So wird es insbesondere bei Vegetation zu einer Überschätzung der Bodenalbedo kommen, weil durch die Empfindlichkeitskurve des Radiometers die Bereiche mit hoher Reflexion stark gewichtet werden. Bei Böden kann es sowohl zu einer Überschätzung als auch zu einer Unterschätzung kommen, letzteres ist auch der Fall für trockene Vegetation, deren spektrale Albedo stetig mit der Wellenlänge zunehmen kann. Während die spektrale Korrektur der Albedo am Oberrand der Atmosphäre (der planetaren Albedo) noch durch die Absorption der Gase im Nahen Infrarot und durch die Extinktion durch Aerosole und Luftmoleküle beeinflusst wird (Pinker und Ewing 1986) ist der Einfluß der Atmosphäre auf die Bodenalbedo gering wie in Kap. 7.5 schon für die Bodenalbedo im METEOSAT - Kanal gezeigt wurde.

9.2.1 Simulationen im solaren Spektralbereich

Zur Ableitung einer spektralen Korrektur wurden Simulationen für den gesamten solaren Spektralbereich (s. Kap. 5) für 23 verschiedene Datensätze der spektralen Albedo nach Bowker (1985) mit variablen Atmosphärenparametern und sechs verschiedenen Reflexionsfunktionen durchgeführt. Werte der spektralen Albedo für Vegetation wurden mit den Reflexionsfunktionen von Savanne, Weideland und Nadelwald nach Kriebel (1977), Werte der spektralen Albedo für Boden mit den Reflexionsfunktionen von Salzwüste, "crested wheat" nach Eaton und Dirmhirn (1979) und Acker nach Krie-

bel und Köpke (1987) überlagert.

Hier wurde nur das kontinentale Aerosol verwendet. Der Gesamtwasserdampfgehalt und der Ozongehalt wurden entsprechend den in Kap. 7.5 angegebenen Bereichen variiert. Für jeden Lauf des Modells wurden die gefilterte und die ungefilterte Bodenalbedo berechnet. Analog zur Untersuchung des Zusammenhangs zwischen gefilterter Bodenalbedo und Satellitenstrahldichte wurde für die Ableitung einer spektralen Korrektur eine Korrelationsanalyse durchgeführt. Zusatzinformationen über die Atmosphäre wie Ozongehalt, Gesamtwasserdampfgehalt und optische Dicke bei $0.55 \mu\text{m}$ liefern auf dem Niveau von 99 % keinen signifikanten Beitrag zur Erklärung der Varianz in der solaren Bodenalbedo. Das gilt auch, wenn keine Meßfehler berücksichtigt werden. Aerosol und Wasserdampf verursachten nur eine maximale Variation von 0.005 in der Differenz zwischen gefilterter und solarer Bodenalbedo. Das bedeutet einen großen Vorteil für die Anwendbarkeit des Verfahrens, weil Atmosphären- und spektrale Korrektur entkoppelt werden können. Der Einfluß der Anisotropie wurde nicht explizit untersucht.

$$(9.1) \quad \rho_B = a'' + b'' \rho_{B,M} \quad \text{mit}$$

ρ_B - Bodenalbedo im solaren Spektralbereich (ungefilterte Bodenalbedo)

$\rho_{B,M}$ - Bodenalbedo im METEOSAT - Kanal (gefilterte Bodenalbedo)

Der Koeffizient a'' ist zwar in physikalischer Hinsicht unrealistisch, weil ρ_B größer 0 oder sogar negativ werden kann, wenn $\rho_{B,M}$ gleich 0 ist. Da es sich hier aber um eine empirische Beziehung handelt, die nur für Albedowerte > 0 definiert ist (eine Bodenalbedo gleich 0 existiert in der Realität auch nicht), ist die Verwendung von a'' für die Verbesserung der Regression zulässig.

In Abb. 9.4 ist die ungefilterte Bodenalbedo gegen die gefilterte für zwei Sonnenzenitwinkel aufgetragen. Die Werte der gefilterten Bodenalbedo wurden mit einem normalverteilten Zufallsrauschen variiert, wobei als Standardabweichung der Normalverteilung der Standardfehler der gefilter-

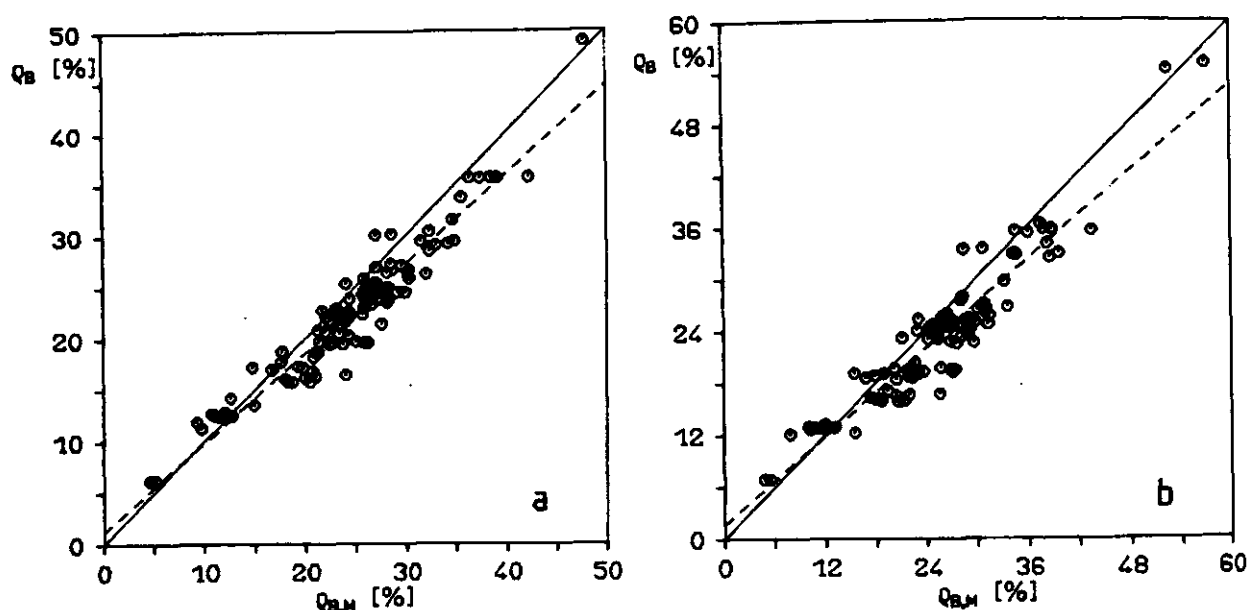


Abb. 9.4: Solare Bodenbedo in % aufgetragen gegen gefilterte Bodenbedo in % für:

a) $\theta_{\text{sun}} = 19.11^\circ$ und $\Delta\rho_{B,M} = 1.6 \%$

b) $\theta_{\text{sun}} = 50.74^\circ$ und $\Delta\rho_{B,M} = 2.8 \%$

Die gestrichelte Linie stellt die Regressionsgerade nach Gleichung 9.1 dar.

ten Bodenbedo aus Gleichung 8.3 angesetzt wurde. In Tabelle A2 im Anhang sind für verschiedene Sonnenzenitwinkel und Standardfehler der gefilterten Bodenbedo die aus Gleichung 9.1 resultierenden Standardfehler der solaren Bodenbedo angegeben, sowie der multiple Korrelationskoeffizient und die Regressionskoeffizienten a'' und b'' . Die gestrichelte Linie in Abb. 9.4 stellt die Regressionsgerade dar.

Im Mittel überschätzt METEOSAT die Bodenbedo. Mit zunehmendem Sonnenzenitwinkel steigt der Fehler der gefilterten Bodenbedo und damit der Fehler der solaren. Mit Zunahme der Streuung der gefilterten Bodenbedo wird die Regressionsgerade flacher und die Werte der gefilterten Bodenbedo werden stärker korrigiert.

Weil die spektrale Information eines Kanals nicht ausreicht, eine Unterscheidung zwischen Vegetation und unbewachsenen Boden zu treffen, wurden hier alle Fälle zusammengefaßt. Das kann im Einzelfall dazu führen, daß bei Vegetation die spektrale Korrektur zu gering ausfällt, bei unbewachsenen Boden dagegen zu hoch.

Für die Unterscheidung zwischen Vegetation und unbewachsenen Boden kann der normalisierte Vegetationsindex NDVI herangezogen werden, der aus den beiden solaren Kanälen (0.58 - 0.68 μm , 0.725 - 1.1 μm) des AVHRR abgeleitet wird:

$$(9.2) \quad \text{NDVI} = \frac{\text{CH2} - \text{CH1}}{\text{CH2} + \text{CH1}} \quad \text{CH1, CH2 - Signale im Kanal 1 bzw. 2}$$

Er gibt Aufschluß über das unterschiedliche spektrale Verhalten in den Spektralbereichen kleiner und größer 0.7 μm und läßt damit eine Abschätzung zu, ob grüne Vegetation (mit dem starken Anstieg der Reflexion bei 0.7 μm) oder unbewachsener Boden bzw. trockene Vegetation vorliegt. Zur weiteren Unterscheidung verschiedener Bodentypen sind spektral höher aufgelöste Messungen notwendig, die beispielsweise Informationen über den Wassergehalt im Bereich größer 1.3 μm liefern. Solche Messungen stehen z. B. mit dem TM (Thematic Mapper) der LANDSAT - Satelliten zur Verfügung, der außer mit Kanälen im Sichtbaren und Infraroten mit drei Kanälen im nahen Infraroten (0.76 - 0.9 μm , 1.55 - 1.75 μm , 2.08 - 2.35 μm) arbeitet. Für eine globale Anwendung ist allerdings die Verwendung solcher Daten wegen der hohen Auflösung und der damit verbundenen großen Datenmengen nicht mehr zweckmäßig. Sie können allenfalls zur Untersuchung spezieller Gebiete herangezogen werden.

9.3 Die solare Bodenalbedo im Januar und Juni 1983 11:30 UT

Die 2° * 2° - Mittelwerte der gefilterten Bodenalbedo, die für den Januar und Juni 1983 11:30 UT nach Gl. 8.3 abgeleitet wurden, wurden ent-

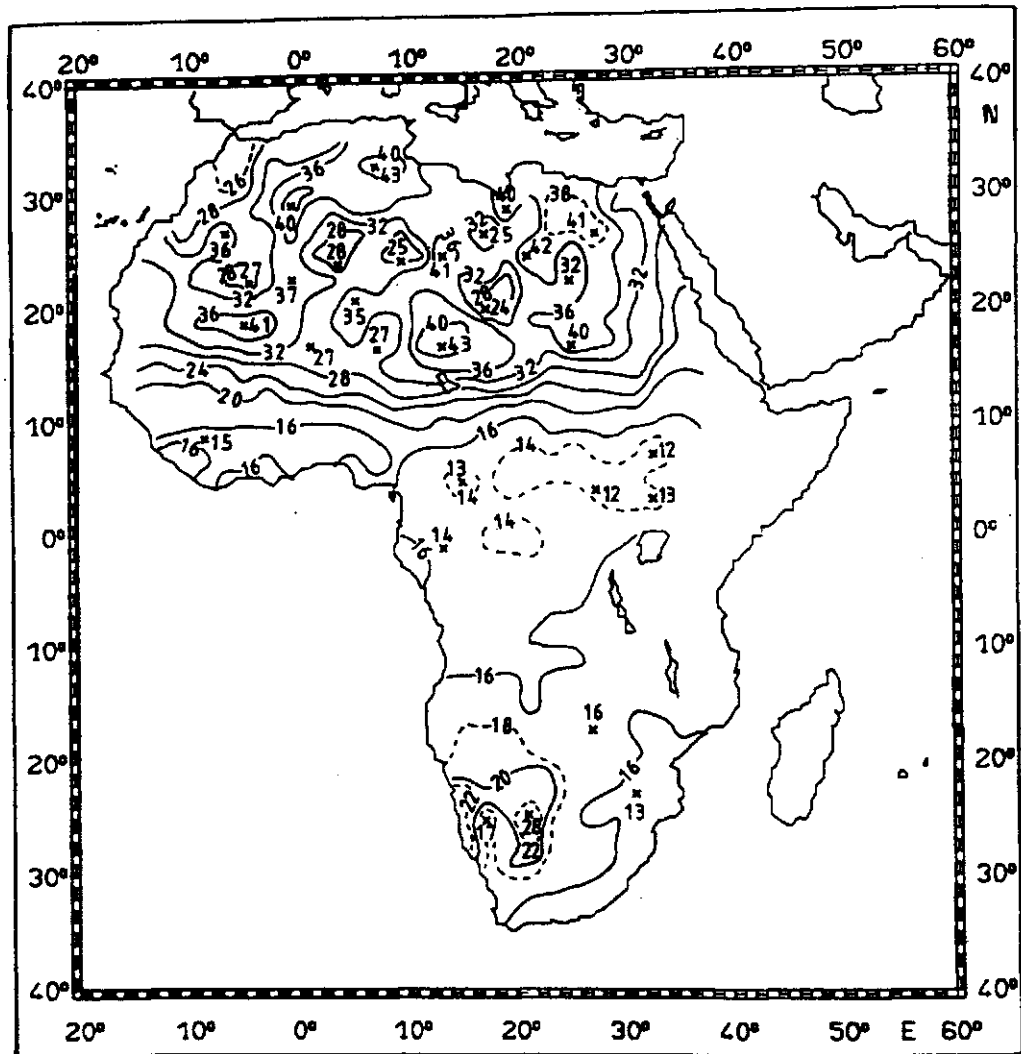


Abb. 9.5 a): Solare Bodenalbado in % berechnet nach Gleichung 9.1 für den Januar 1983 11:30 UT.

sprechend Gl. 9.1 spektral korrigiert, wobei die aus Gleichung 8.3 resultierenden Fehler für die Bodenalbado berücksichtigt wurden. Abb. 9.5 zeigt das Resultat für den Januar a) und Juni b). Entsprechend der linearen Beziehung werden die hohen Werte stärker korrigiert als die niedrigen. Im Januar betragen die Werte der Albado über den hellen Sandflächen nur noch 41 - 43 %. Die 36 % - Linie der gefilterten Bodenalbado entspricht ungefähr der 32 % - Linie der solaren. Die niedrigsten Werte

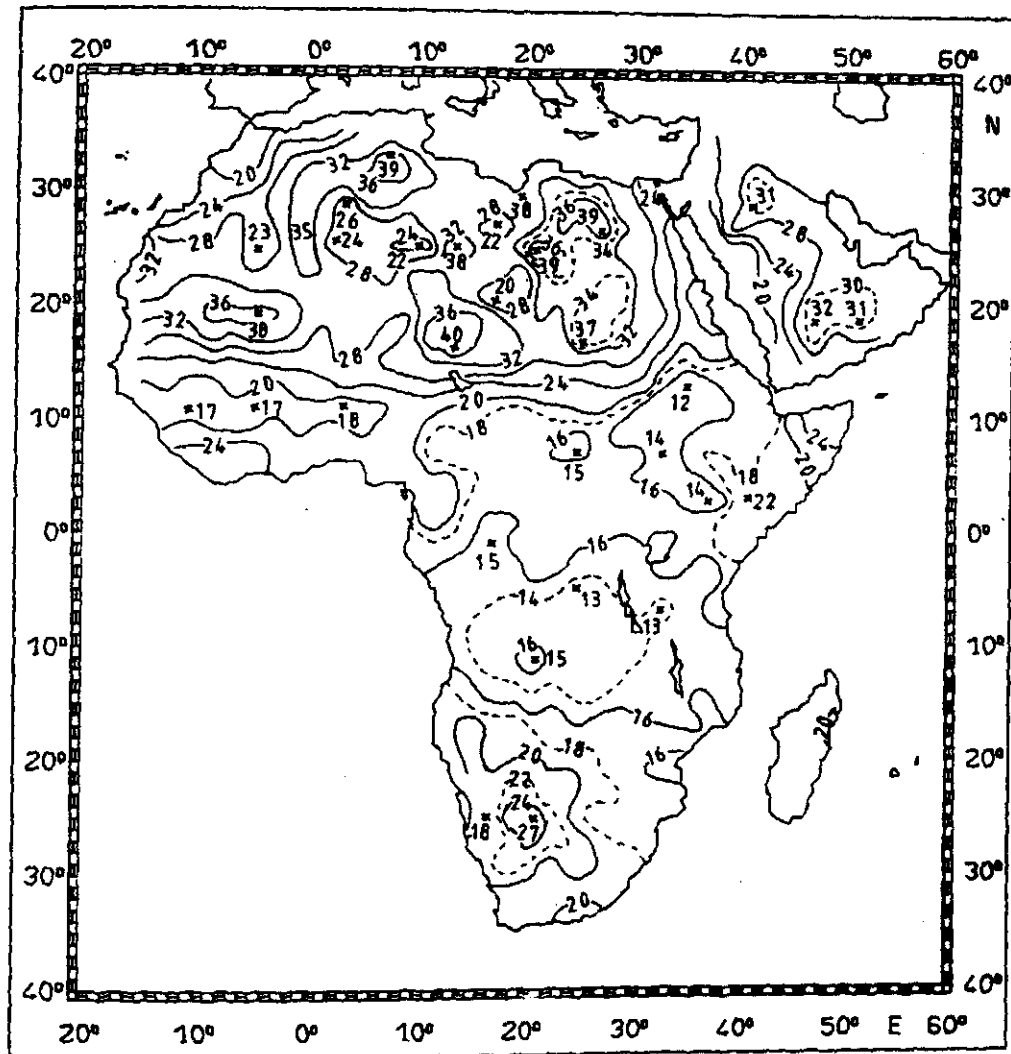


Abb. 9.5 b): Solare Bodenalbedo in % berechnet nach Gleichung 9.1 für den Juni 1983 11:30 UT.

über dem tropischen Regenwald betragen jetzt 12 % (vorher 13 %). Im Juni liegen die höchsten Werte bei 40 %. In der Westafrikanischen Sahelzone tritt praktisch keine jahreszeitliche Variation auf. Mögliche Ursachen dafür werden in Kap 9.4 im Vergleich mit anderen Autoren diskutiert. Abb. 9.6 gibt die nach der spektralen Korrektur erreichten Fehler der Bodenalbedo wieder. Trotz der Zusammenfassung der verschiedenen Situa-

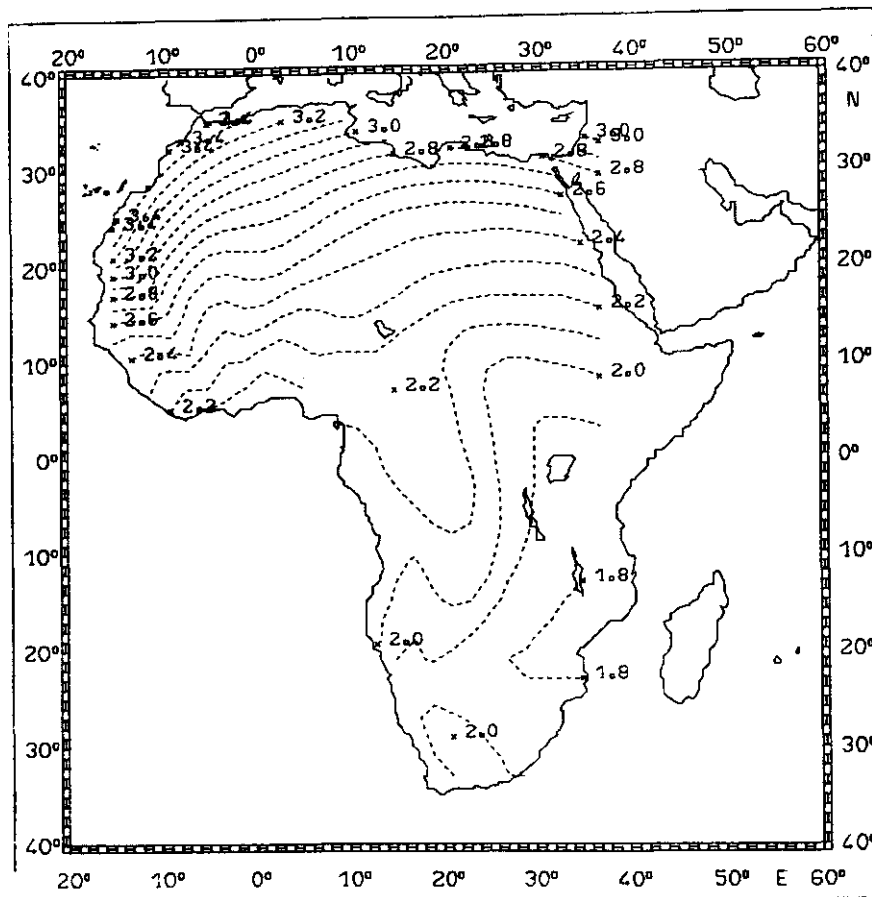


Abb. 9.6 a): Aus Gleichung 9.1 resultierender Standardfehler der solaren Bodenalbedo in Abständen von 0.1 % (absolute Albedo) für den 15. Januar 1983 11:30 UT. Die Darstellung in 1/10 % Albedo wurde gewählt, um die Änderung mit der Winkelgeometrie zu verdeutlichen.

tionen in den Korrelationsanalysen nach Gleichung 8.4 und 9.1 liegt der Fehler in Afrika unterhalb 0.05. Der Fehler im Juni ist über große Bereiche wegen der kleineren Sonnenzenitwinkel geringer als im Januar mit einem maximalen Wert von 0.03 in Südafrika. Im Januar ist der Gradient des Fehlers als Folge des hohen Sonnenzenitwinkels und der damit verbundenen hohen Fehler der gefilterten Bodenalbedo über Nord-West-Afrika besonders groß. Der maximale Fehler beträgt auch hier 0.03, liegt aber noch unterhalb des angestrebten Wertes von 0.05.

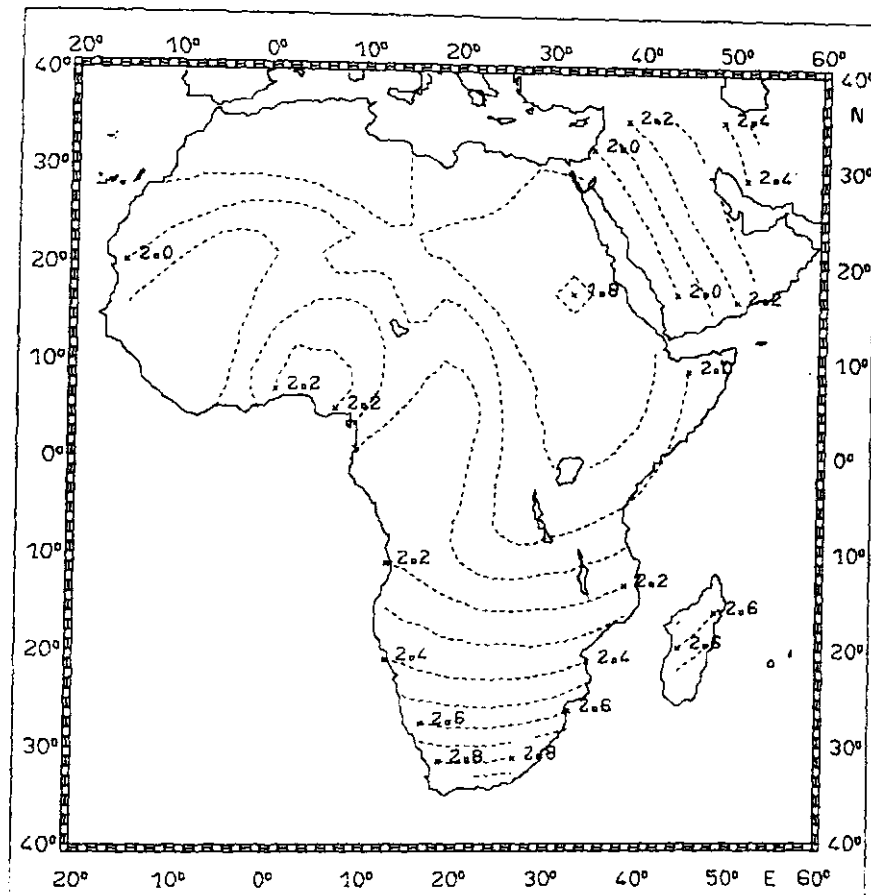


Abb. 9.6 b): Aus Gleichung 9.1 resultierender Standardfehler der solaren Bodenalbedo in Abständen von 0.1 % (absolute Albedo) für den 15. Juni 1983 11:30 UT. Die Darstellung in 1/10 % Albedo wurde gewählt, um die Änderung mit der Winkelgeometrie zu verdeutlichen.

9.4 Vergleich mit anderen Autoren

Zum Vergleich der abgeleiteten Werte der solaren Bodenalbedo mit Ergebnissen anderer Autoren stehen in-situ Messungen der solaren Bodenalbedo für verschiedene Zeiträume von Tetzlaff (1974, 1987) zur Verfügung. Ebenfalls aus Satellitendaten abgeleitete Werte der Bodenalbedo existieren in der Literatur für die West-Afrikanische Sahelzone und außerdem globale Datensätze von Preuß und Geleyn (1980) und Matthews (1984). Ein Vergleich ist allerdings in vielen Fällen nur qualitativ möglich, da die

Werte zu anderen Tages- und Jahreszeiten, in anderen Jahren gewonnen wurden oder den Werten im Fall von Satellitenmessungen verschiedene Spektralbereiche zugrunde liegen.

9.4.1 Vergleich mit Werten der Bodenalbedo aus Satellitendaten

In Tabelle 9.1 sind Arbeiten aufgeführt, die die Bodenalbedo aus Satellitendaten über Nord-West-Afrika abgeleitet haben. Sie enthält den jeweiligen Zeitraum, den Spektralbereich, für den die Albedo gültig ist, und den Satellit, dessen Daten verwendet wurden. Während einige Autoren aus den Satellitendaten die solare Bodenalbedo berechneten (Rockwood und Cox 1978, Courel et al. 1984, Pinty und Rammond 1987), sind bei Norton et al. (1979) die Werte der gefilterten Bodenalbedo aufgeführt. Die unterschiedlichen Zeiträume erschweren einen quantitativen Vergleich, selbst wenn man annimmt, daß sich die Oberfläche im Laufe der Jahre nicht verändert hat. Ebenso kann nur ein qualitativer Vergleich mit den Werten von Norton et al. (1979) erfolgen, da sich ihre Werte nur

Tabelle 9.1 : Veröffentlichungen über die Ableitung der Bodenalbedo in Nord-West-Afrika

Quelle	Satellit	Spektralbereich	Zeitraum
Rockwood u. Cox 1978	SMS - 1	0.285 - 2.8 μm	2. Juli, 10. Aug. 20. Sept. 1974 12:00 UT
Norton et al. 1979	ATS - 3	0.48 - 0.58 μm	19. Nov. 1967 12:23 UT 13. Dez. 1972 14:18 UT 21. Sept. 1974 15:03 UT
Courel et al. 1984	METEOSAT - 1	solar	3. - 5. Nov. 1979
Pinty u. Rammond 1987	METEOSAT - 1	0.3 - 3.0 μm	18. Feb. 1979 11:30 UT 2. Juli 1979 11:30 UT

a)

22	N	30-40	20-30	30-40	30-40	40-50	30-40	30-40	30-40
20		30-40	30-40	30-40	40-50	40-50	40-50	40-50	30-40
18		20-30	20-30	20-30	20-30	20-30	20-30	20-30	20-30
16		10-20	10-20	10-20	10-20	10-20	10-20	10-20	20-30
14									
		16 W	14	12	10	8	6	4	2 0

b)

22	N	40	41	41	42	43	39	45	45
20		31	40	40	41	41	42	43	44
18		30	34	31	35	35	36	42	45
16		27	27	28	28	28	29	36	44
14									
		16 W	14	12	10	8	6	4	2 0

c)

22	N	29 3.2	31 3.1	33 2.9	35 2.8	33 2.7	32 2.6	35 2.6	35 2.6
20		32 3.0	31 3.0	34 2.8	37 2.7	38 2.6	41 2.5	37 2.5	34 2.5
18		28 2.8	27 2.8	29 2.8	32 2.6	31 2.5	34 2.4	35 2.4	32 2.4
16		24 2.7	22 2.6	24 2.6	22 2.6	23 2.5	27 2.4	26 2.4	27 2.4
14									
		16 W	14	12	10	8	6	4	2 0

d)

22	N	32 2.0	32 2.0	34 2.0	36 2.1	33 2.1	32 2.1	32 2.1	32 2.1
20		33 2.0	32 2.1	33 2.1	37 2.1	37 2.2	38 2.2	36 2.1	32 2.1
18		30 2.1	28 2.1	29 2.1	34 2.2	31 2.2	33 2.2	31 2.1	31 2.1
16		24 2.1	24 2.1	23 2.2	25 2.2	23 2.2	25 2.2	26 2.1	25 2.1
		16 W	14	12	10	8	6	4	2 0

Abb. 9.7: 2° x 2° - Mittelwerte der solaren Bodenbedo zwischen 14° N und 22° N und zwischen 0° und 16° W.

a) 3. - 5. November 1979 (Courel et al. 1984)

b) 13. Dez. 1972 14:18 UT (Norton et al. 1979)

c) eigene Berechnungen Januar 1983 11:30 UT mit Angaben des Fehlers in %

d) eigene Berechnungen Juni 1983 11:30 UT mit Angaben des Fehlers in %

auf einen kleinen Teil des solaren Spektrums beziehen. Abb. 9.7 zeigt $2^\circ \times 2^\circ$ Mittelwerte von Norton et al. (1979) und Courel et al. (1984) für den Bereich $14^\circ \text{ N} - 22^\circ \text{ N}$ und $0^\circ - 16^\circ \text{ W}$ zusammen mit den in dieser Arbeit berechneten Werten der solaren Bodenalbedo im Januar und Juni 1983. Bei Courel et al. (1984) war keine Angabe über die Tageszeit zu finden. Die Struktur der Bodenalbedo stimmt in allen Abbildungen überein, mit den hohen Werten über der Wüste von Mauretanien/Mali zwischen 18° N und 22° N sowie $0^\circ - 10^\circ \text{ W}$ und niedrigeren Werten zwischen 14° und 16° N . Die Werte vom Januar 1983 sind nach der spektralen Korrektur bis auf einen $2^\circ \times 2^\circ$ - Sektor in der Wüste von Mauretanien/Mali etwas niedriger als die von Courel et al. (1984). Der maximale Wert beträgt 41 %. Innerhalb der angegebenen Fehlergrenzen stimmen die Werte gut überein, beachtet man die unterschiedlichen Zeiträume, Verfahren und eine mögliche leichte Unterschätzung der Bodenalbedo einer trockenen Wüstenoberfläche bei der spektralen Korrektur. Zwischen 14° N und 16° N ist allerdings keine Übereinstimmung mehr festzustellen. Die Werte von Courel et al. unterscheiden sich stark von den abgeleiteten Werten im Januar 1983. Außerdem sind die Werte vom Januar 1983 denjenigen vom Juni 1983 ähnlich. Eine jahreszeitliche Änderung der Albedo in Verbindung mit dem Januar als repräsentativ für die Trockenzeit (hohe Bodenalbedo) und dem Juni für die feuchte Jahreszeit (niedrige Bodenalbedo) wie Pinty und Ramond (1987) angeben, kann hier nicht festgestellt werden. Da die Regenzeit in der Sahelzone die Monate Mai/Juni bis September/Oktober einschließt, an einigen Stationen auch im November noch Niederschläge gemessen werden (Landsberg 1972) ist es möglich, daß das Gebiet im November 1979 noch mit Vegetation bedeckt war, während der Januar in die Trockenperiode fällt mit Niederschlägen, die im langjährigen Mittel kleiner 1 mm sind (Landsberg 1972). Die hohen Werte im Juni können damit allerdings nicht mehr erklärt werden.

Eine mögliche Ursache sind die Niederschlagsanomalien in den 80-er Jahren. Seit 1981 wurden zunehmende Defizite im Jahresniederschlag in der Sahelzone im Vergleich zum langjährigen Mittel berichtet. Nicholson (1986) gibt Abweichungen zwischen -20% und -60% für das Jahr 1983 in dem hier betrachteten Gebiet an. Von daher ist es denkbar, daß sich die Ver-

getation nicht so entwickeln konnte wie in den Jahren davor und deshalb höhere Werte der Bodenalbedo auftreten. Das wäre vor allem auch eine Erklärung dafür, warum im Juni die Werte noch so hoch sind, im Gegensatz zum Juni 1979, wo niedrigere Werte als im Januar 1979 abgeleitet wurden (Pinty und Ramond 1987).

Ein Fehler aufgrund nicht erkannten Saharastaubes ist zwar denkbar (vgl. Kap. 7.4), auf der anderen Seite treten Staubaussbrüche lokal und je nach Windrichtung nicht immer exakt über denselben Gebieten auf, so daß nach Anwendung des Extremwertverfahrens diese Situationen herausgefallen sein dürften. Außerdem kann ein Staubaussbruch nicht für die großräumige Aufhellung in der Sahelzone verantwortlich gemacht werden.

9.4.2 Vergleich mit in-situ Messungen in der Sahara

Im folgenden werden die aus METEOSAT abgeleiteten Werte der gefilterten und solaren Bodenalbedo in-situ Messungen der solaren Bodenalbedo in der Sahara von Tetzlaff (1974, 1987) gegenübergestellt. In Tabelle 9.2 sind die geographische Lage der Meßgebiete, der Meßzeitraum sowie die Meßwerte der solaren Bodenalbedo zusammen mit den aus METEOSAT-Daten abgeleiteten Werte aufgeführt. Zum Vergleich werden jetzt die Modalwerte (s. Kap. 6.2) herangezogen. Die Meßwerte von Tetzlaff stammen aus den Jahren 1970/71, 1973 und 1985. Der Meßplatz im Juli 1970 lag nördlich der Oase Bardai bei $21^{\circ}48' \text{ N}$ und $17^{\circ}04' \text{ O}$, die Meßkampagne im Winter 1970/71 fand südlich der Oase Faya Largeau bei $17^{\circ}47' \text{ N}$ und $19^{\circ}11' \text{ O}$ statt. Beide Meßplätze befanden sich auf großflächigen homogenen Kieswüsten (Tetzlaff 1974). Im April 1973 fanden weitere Messungen in Libyen statt: über einer Sandfläche bei $29^{\circ}04' \text{ N}$, $22^{\circ}10' \text{ O}$, über einer Kieswüstenfläche bei $27^{\circ}20' \text{ N}$, $22^{\circ}05' \text{ O}$ und über Basalt bei $28^{\circ}41' \text{ N}$, $15^{\circ}24' \text{ O}$. Die Kieswüstenflächen zeigen einen relativ einheitlichen Wert von 36 % bis 38 %. Hier kann am ehesten angenommen werden, daß die Einzelmessungen repräsentativ für eine große Fläche sind und daß sich die Oberfläche im Laufe der Jahre nicht geändert hat. Die Meßwerte vom Juli 1970 wurden mit den abgeleiteten Werten aus dem Juni 1983 verglichen, die übrigen mit den abgeleiteten Werten im Januar 1983. Die Meßkampagne im November 1985 fand bei $15^{\circ}12' \text{ N}$, $5^{\circ}54' \text{ O}$ statt, die Oberfläche war zum größten Teil

Tabelle 9.2 : Vergleich der gefilterten und solaren Bodenalbido für den Januar und Juni 1983 11:30 UT mit Messungen der solaren Bodenalbido von Tetzlaff (1974, 1987) in der Sahara.

geographische Koordinaten	gefilterte Albedo in %	solare Albedo in %	Meßwerte Tetzlaff in % und Meßperiode
17°47' N 19°11' E Kieswüste Faya Largeau	Januar 1983 11:30 UT 40 ± 2	 36 ± 2	9.12.1979 - 16.3.1971 38 (23.1.71 10:00 MOZ) 38 (24.1.71 10:00 MOZ)
29°04' N 22°05' E Kieswüste Libyen	Januar 1983 11:30 UT 45 ± 2	 40 ± 3	7. 4.1973 - 15.4.1973 36
29°04' N 22°20' E Sanddüne Libyen	Januar 1983 11:30 UT 45 ± 2	 40 ± 3	7. 4.1973 - 15.4.1973 49
28°41' N 15°24' E Basalt Libyen	Januar 1983 11:30 UT 24 ± 2	 22 ± 3	7. 4.1973 - 15.4.1973 12
15°12' N 5°54' E Cram-Cram Niger	Januar 1983 11:30 UT 34 ± 2	 32 ± 2	November 1985 37 Mittelwert 9:59 MOZ 35 Mittelwert 10:59 MOZ
21°48' N 17°04' E Kieswüste Bardai (Tibesti)	Juni 1983 11:30 UT 29 ± 1	 26 ± 2	7. 7. 1970 - 22.7 1970 36

mit Cram-Cram Gras bewachsen mit 1 - 2 % Baumbestand (Tetzlaff 1987). Für den Januar 1971 und November 1985 lagen Tagesgänge vor, so daß über die Sonnenzenitwinkelabhängigkeit ein besserer Vergleich als bei den anderen Meßkampagnen möglich ist. Hierbei wird vorausgesetzt, daß sich die Oberfläche im Laufe der Zeit nicht verändert hat und auch keine jahreszeitliche Änderung auftritt.

Der Sonnenzenitwinkel im Januar beträgt über dem Gebiet im Niger ca. 40° . Die zugehörigen Werte der Albedo am Boden liegen als Mittel über 10 bzw. 11 Tage zwischen 35 % und 37 %. Die Werte schwankten an einzelnen Tagen zwischen 34 % (10:59 MOZ) und 42 % (9:59 MOZ). Die berechnete solare Bodenalbedo liegt mit 32 % etwas unterhalb der Mittelwerte, stimmt aber innerhalb der Fehlergrenzen mit gemessenen Werten an einzelnen Tagen überein. Die vereinzelt Bäume in diesem Gebiet könnten mit ein Grund dafür sein, daß die als Flächenmittel aus den METEOSAT - Daten resultierende Bodenalbedo geringer ist. Über der Kieswüste bei Faya Largeau stimmen die Werte innerhalb der Fehlergrenzen gut überein. Der Wert über der Kieswüste von Libyen liegt mit 40 ± 3 % höher als der gemessene Bodenwert. Der Unterschied kann aber auf den unterschiedlichen Sonnenstand im Januar und März zurückzuführen sein. Nach Angaben von Tetzlaff fanden die beiden anderen Messungen im März über sehr inhomogenen Gelände statt (Tetzlaff 1989) und sind damit nicht mehr vergleichbar mit den Ergebnissen, die sich im Mittel über mehrere Satellitenbildpunkte ergeben. Die Kieswüste im Tibestigebirge war nur ein kleines Gebiet in den Bergen (Tetzlaff 1989), das durch die Klassifikation nicht erfaßt wurde. Der Wert für die solare Bodenalbedo beträgt hier 26 % im Vergleich zu 36 %.

9.4.3 Vergleich mit globalen Datensätzen

Abb. 9.8 zeigt den Datensatz der solaren Bodenalbedo nach Matthews (1984) für den Zeitraum Januar-März a) und Juli-September b). Die Werte lagen als $1^\circ \times 1^\circ$ - Mittelwerte vor und wurden aus detaillierten Vegetationskarten (Matthews 1983) erstellt.

Während die Satellitendaten eine große Variation in der Sahara zeigen, wurde hier für die gesamte Wüste Afrikas und der arabischen Halbinsel

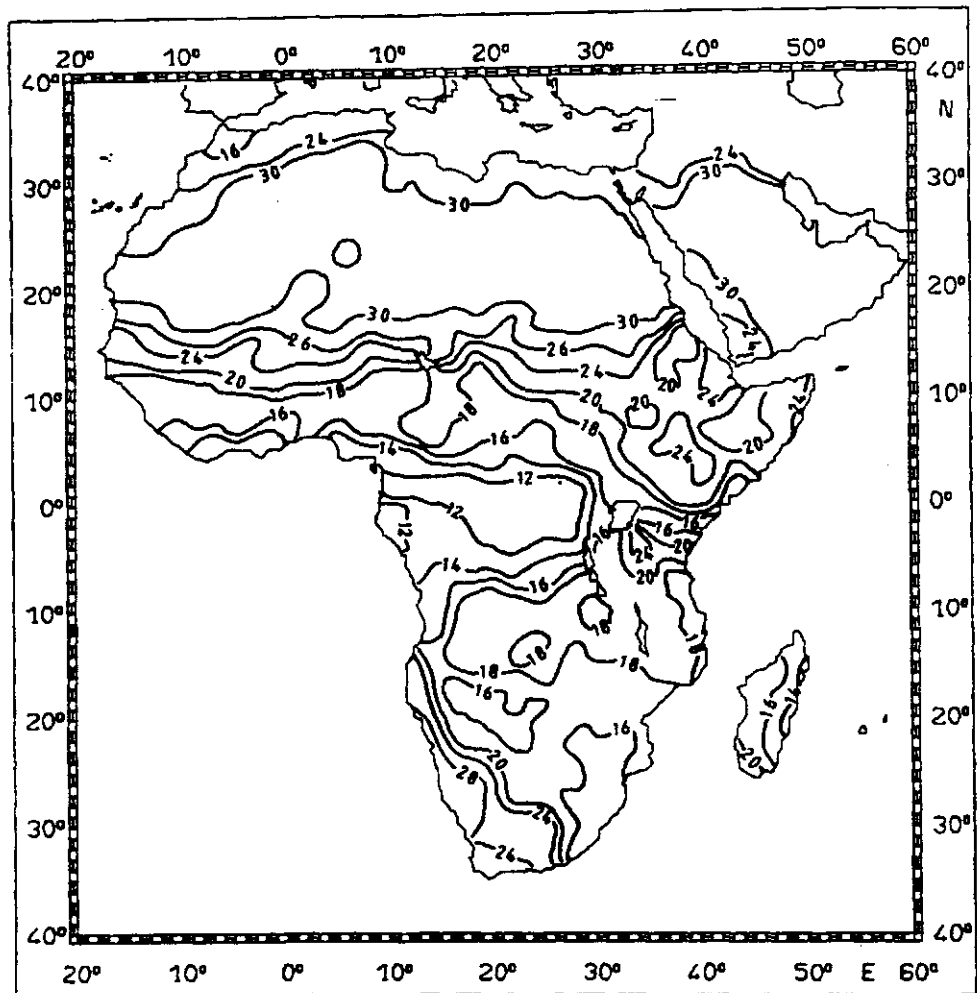


Abb. 9.8 a): Solare Bodenalbedo in % für den Zeitraum Januar - März nach Matthews (1984)

ein einheitlicher Wert von 30 % angegeben, da keine näheren Informationen über die Bodentypen verwendet wurden. Auch in Südafrika stimmen die Strukturen nicht überein, obwohl anhand der Minimumbilder (Kap. 6.3) zu erkennen ist, daß in der Kalahari höhere Werte der Bodenalbedo auftreten müßten. Die Werte über dem tropischen Regenwald sind ähnlich; eine jahreszeitliche Variation in der Sahelzone wird bei Matthews berücksichtigt.

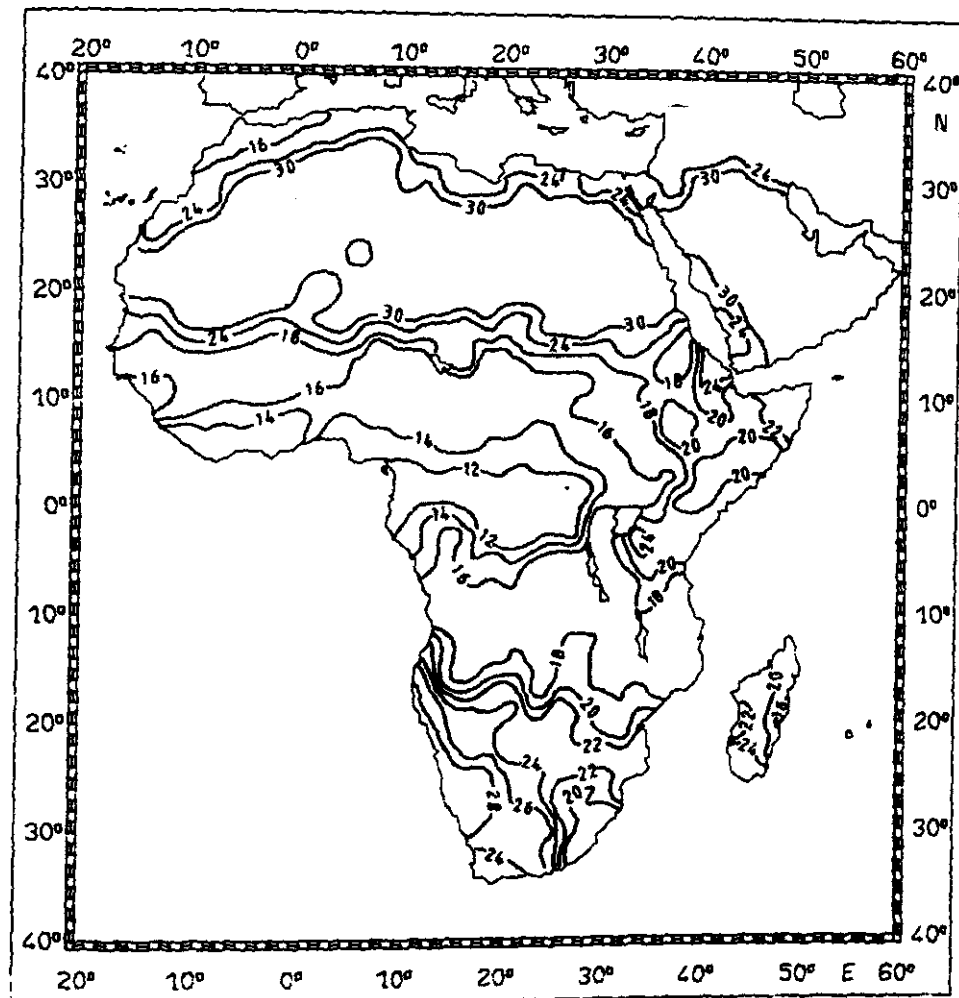


Abb. 9.8 b): Solare Bodenalbado in % für den Zeitraum Juli - September nach Matthews (1984)

Die Werte von Matthews stehen für mittlere Verhältnisse, die von den aktuellen Verhältnissen sehr abweichen können, insbesondere wenn die hohen Werte im Juni tatsächlich auf die Trockenheit zurückzuführen sein sollten.

Satellitendaten stellen somit eine sinnvolle Ergänzung solcher Karten in Gebieten dar, wo die Störung durch die Bewölkung nicht zu groß ist, d. h. außerhalb der innertropischen Konvergenzzone. Dies trifft vor allem

für weite Teile der Erde zu, wo Informationen über den Untergrund bisher fehlen oder unzureichend sind. Darüberhinaus kann mit Satellitendaten eine vollständige Beschreibung der aktuellen jahreszeitlichen und tageszeitlichen Variation erfolgen.

Abb. 9.9 zeigt schließlich noch Jahresmittelwerte der Bodenalbado, die von Preuß und Geleyn (1980) global aus Nimbus-3 Daten in einer Auflösung von $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ abgeleitet wurde (vgl. Kap. 2). Dieser Datensatz ist der einzige globale Datensatz, der bisher aus Satellitendaten abgeleitet wurde. Die Bodenalbado über Afrika zeigt hier eine Variation zwischen 10 % und 20 %, während die aus METEOSAT abgeleitete solare Bodenalbado ungefähr zwischen 12 % über dem tropischen Regenwald und 43% über den hellen Sandflächen im Januar schwankt und in großen Teilen über 30 % beträgt. Dies zeigt die Notwendigkeit, die bestehenden globalen Datensätze der Bodenalbado mit Hilfe von Satellitendaten zu aktualisieren und zu erweitern. Den geostationären Satelliten kommt dabei eine besondere Rolle zu, da sie über die Erde verteilte in etwa gleichzeitige Messungen der Erdoberfläche ermöglichen. Dort, wo aufgrund der ungünstigen Winkelgeometrie die Genauigkeit nicht ausreicht, können polarumlaufende Satelliten zur Ergänzung herangezogen werden.

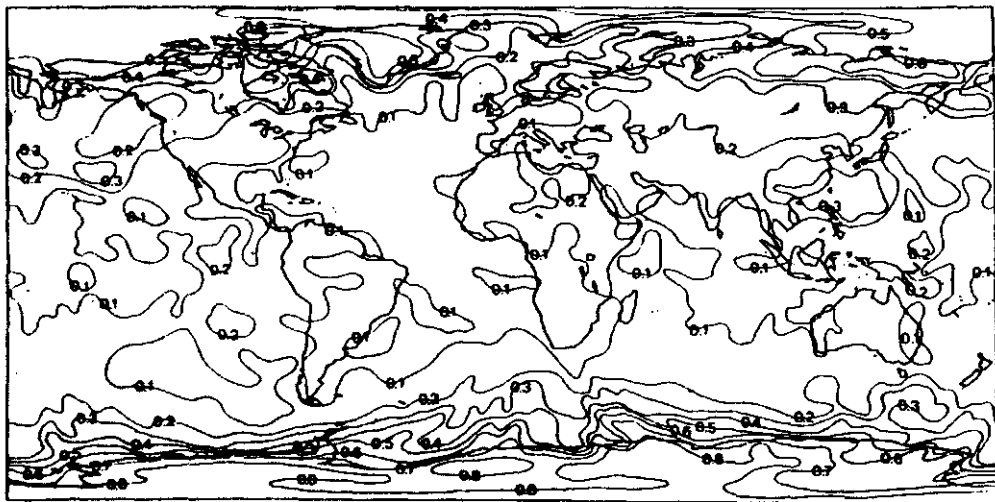


Abb. 9.9: Jahresmittelwerte der solaren Bodenalbado abgeleitet aus NIMBUS-3 Daten (aus Preuß und Geleyn 1980).

10. Abschließende Bemerkungen

Die Analyse eines synthetischen Datensatzes, der ein breites Spektrum von Oberflächen und Atmosphärenzuständen umfaßt, wurde mit einem erweiterten Wolkenerkennungsverfahren, das auch zu einer Minimierung des Atmosphäreneinflusses führt, kombiniert. Eine multivariate Analyse ergab, daß die gefilterte Bodenalbido bis zu einem Sonnenzenitwinkel von 66.45° für die meisten Blickwinkel mit einer Genauigkeit von 0.04 abgeleitet werden kann (in der Vorwärtsstreurichtung bei einem relativen Azimutwinkel von 0° mit 0.05), wenn als Zusatzinformationen der Anisotropiefaktor am Boden, die Sichtweite und der Gesamtwasserdampfgehalt zur Verfügung stehen und mit realistischen Fehlern behaftet sind. Dabei spielen die Atmosphärenparameter, ausgenommen spezielle Winkelkombinationen, im Vergleich zum Anisotropiefaktor am Boden eine untergeordnete Rolle. Die Ursache liegt in dem relativ geringen Einfluß der Atmosphäre im METEOSAT - Kanal, aber auch in der Abhängigkeit des Einflusses vom Reflexionsvermögen des Untergrundes. Diese Abhängigkeit kann zu unterschiedlichen Änderungen der Strahldichte (Erhöhung oder Verringerung) führen, wenn ein breites Spektrum möglicher Reflexionseigenschaften von dunkel bis sehr hell zusammenfassend behandelt wird. Der Anisotropiefaktor ist der problematischste Parameter, da er nur für wenige Oberflächen bekannt ist. Weil für viele Gebiete auf der Erde keine Zusatzinformationen vorliegen, stellte sich die Frage, wie groß die Genauigkeit der gefilterten Bodenalbido wird, wenn nur ein mittleres Anisotropieverhalten und ein mittlerer Atmosphärenzustand angesetzt wird. In diesem Fall kann die gefilterte Bodenalbido bis zu einem Sonnenzenitwinkel von 35° noch mit einem Fehler ≤ 0.04 abgeleitet werden. Bei größeren Sonnenzenitwinkeln bis 66.45° ergibt sich ohne Berücksichtigung der extremen Satellitenzenitwinkel von 82.2° ein maximaler Fehler von 0.05 bzw. 0.07 bei einem relativen Azimutwinkel von 0° . Für größere Sonnenzenitwinkel nimmt der Fehler sehr stark zu.

Bei der Anwendung auf Afrika für den Januar und Juni 1983 11:30 UT folgte ohne die Verwendung von Zusatzinformationen ein maximaler Fehler der gefilterten Bodenalbido von 0.03.

Für die spektrale Korrektur der gefilterten Bodenalbido ergab sich aus

der multivariaten Analyse ebenfalls ein linearer Zusammenhang zwischen gefilterter und ungefilterter Bodenalbado, wobei der Einfluß der Atmosphäre zu vernachlässigen war. Alle Oberflächen - Wüste wie Vegetation - wurden in dieser Beziehung unter der Vorgabe zusammengefaßt, daß so wenig Zusatzinformationen wie möglich zur Ableitung der Bodenalbado verwendet werden. Diese Zusammenfassung kann allerdings im Einzelfall je nach spektralem Verlauf des Reflexionsvermögens zu einer Überschätzung der ungefilterten Bodenalbado im Fall von Vegetation oder zu einer Unterschätzung im Fall von unbewachsenem Boden führen. Nach der spektralen Korrektur belief sich der Fehler der Albado für Afrika auf 0.02 - 0.03 für den Januar und Juni 1983 11:30 UT. Damit konnte gezeigt werden, daß bei hohem Sonnenstand über Afrika die Bodenalbado auch ohne Zusatzinformationen mit genügender Genauigkeit abgeleitet werden kann, wenn als endgültiger Fehler der solaren Bodenalbado ein Wert von 0.05 angestrebt wird.

Ein Vergleich mit anderen aus Satellitendaten abgeleiteten Werten in der westafrikanischen Sahelzone ergab eine gute Übereinstimmung in der räumlichen Struktur. Die absoluten Werte lagen etwas niedriger, nur in einigen Fällen stimmten sie innerhalb der Fehlergrenzen überein. Die Ergebnisse für den Rand der Sahelzone deuten darauf hin, daß es im Jahr 1983 keine ausgeprägte jahreszeitliche Variation gegeben hat wie andere Autoren für das Jahr 1979 nachwiesen. Die Ursache ist möglicherweise in den Niederschlagsdefiziten zu suchen, die auch schon in den Jahren zuvor festgestellt wurden.

Ein Vergleich mit in-situ Messungen der Bodenalbado über sechs Oberflächen in der Sahara ergab in zwei Fällen (eine Kieswüste und ein Gebiet mit Cram-Cram Gras im Niger) noch eine gute Übereinstimmung innerhalb der angegebenen Fehlergrenzen. Über einer anderen Kieswüstenfläche lag der hier abgeleitete Wert um 4 % höher. Bei den drei restlichen Oberflächen lagen die Differenzen bei 10 %. Besonders bei diesen Oberflächen handelte es sich aber auch um inhomogenes Gelände, wo eine Punktmessung nicht mehr mit den flächenmittelnden Satellitendaten vergleichbar ist.

Die resultierenden Fehler der solaren Bodenalbado sind Ausdruck für ver-

schiedene Näherungen und Annahmen. Die Ursachen für die Fehler liegen

- a) in der großen Variabilität der hier zusammengefaßten Oberflächen,
- b) in dem zunehmenden Einfluß der Atmosphäre bei höheren Bodenalbeden, der sich dort in einer stärkeren Streuung der Strahldichte niederschlägt und in der Form nicht durch die lineare Beziehung wiedergegeben wird,
- c) in den Meßfehlern der Eingangsgrößen.

Die einfachste Möglichkeit, die Genauigkeit der Bodenalbedo zu erhöhen, scheint zunächst die Verwendung genauerer Eingangsdaten zu sein. So kann z. B. die Ableitung der optischen Dicke aus Aktinometermessungen zu genaueren Werten führen. Allerdings hat sich gezeigt, daß der Einfluß der Atmosphäre im Vergleich zum Reflexionsverhalten des Untergrundes nur eine untergeordnete Rolle spielt, so daß eine allzu große Verbesserung nicht zu erwarten ist. Eine höhere Genauigkeit der Bodenalbedo ist dagegen durch die Unterteilung des Datensatzes in verschiedene Bodenoberflächen zu erzielen, wobei sich möglicherweise die Aussagekraft der Atmosphärenparameter erhöht. Diese Form der Verbesserung erfordert allerdings auch die Verwendung weiterer Zusatzinformationen über den Untergrund.

Eine dritte Möglichkeit ist natürlich die Erweiterung des Regressionsmodells, wo beispielsweise die Abhängigkeit des Atmosphäreinflusses vom Reflexionsvermögen des Untergrundes berücksichtigt wird. Diese Möglichkeit ist aber auf alle Fälle die aufwendigste.

Bei der multivariaten Analyse hat sich gezeigt, daß für die Ableitung der gefilterten Bodenalbedo die Anisotropie neben dem spektralen Reflexionsvermögen selbst der wichtigste Parameter im Hinblick auf die Genauigkeit ist, besonders bei großen Sonnenzenitwinkeln. Bei der spektralen Korrektur der gefilterten Bodenalbedo hängt die Genauigkeit von der Kenntnis des spektralen Verlaufs des Reflexionsvermögens ab. So sind letztendlich auch bei der hier gewählten Vorgehensweise - zuerst die Atmosphären-/ Anisotropiekorrektur, dann die spektrale Korrektur - Vorinformationen über den Untergrund notwendig (was natürlich bei einer Anisotropiekorrektur selbstverständlich ist, solange das Anisotropieverhalten vom Satelliten selbst aus nicht bestimmt werden kann). Auf der

anderen Seite konnte gezeigt werden, daß für ganz Afrika die Bodenalbedo sowohl im Juni als auch im Januar nach Anwendung des Extremwertverfahrens mit einer Genauigkeit berechnet werden kann, die den derzeitigen Anforderungen entspricht. Somit stellt dieses Verfahren eine gute Alternative dar, um die Bodenalbedo über größeren Gebieten, wo Zusatzinformationen fehlen, abzuleiten. Dabei ist dieses Verfahren keinen Beschränkungen unterworfen, was die Art der Zusatzinformationen betrifft, solange sie die verschiedenen Einflüsse beschreiben. Auch für die NOAA - Satelliten können Regressionskoeffizienten berechnet werden, da die Kanäle 1 und 2 im Bereich des solaren METEOSAT - Kanals liegen und die vorhandenen simulierten spektralen Strahldichten nur mit den entsprechenden Empfindlichkeitsfunktionen gewichtet werden müssen.

Ein Fehler, der hier nicht betrachtet wurde, wird durch die zeitliche Änderung in der Empfindlichkeit des Radiometers verursacht. Eine kontinuierliche Eichung des Radiometers ist letztendlich die Voraussetzung für die richtige Interpretation des Satellitensignals bezüglich der Bodenalbedo und ihren Änderungen.

Zuletzt sei noch darauf hingewiesen, daß eine notwendige Ergänzung dieses wie auch anderer theoretisch abgeleiteter Verfahren die Verifizierung anhand von Experimenten ist, wie es z. B. im Mai 1988 in Rahmen von LOTREX 10 E (Land-Oberflächen Traversen Experiment längs des 10 Grad Ost Meridians) in der Hildesheimer Börde stattgefunden hat.

Literatur:

- Bowker, D. E., Davis, R. E., Myrick, D. L., Stacy, K. and W. T. Jones, 1985: Spectral Reflectances of Natural Targets for Use in Remote Sensing Studies. NASA Reference Publication 1139.
- Brest, C. L. and S. N. Goward 1987: Deriving Surface Albedo Measurements from Narrow Band Satellite Data. *Int. J. Rem. Sens.*, 8, 351 - 367.
- Carlson, T. N. and S. G. Benjamin 1980: Radiative Heating Rates for Saharan Dust. *J. Atmos. Sci.*, 37, 193 - 213.
- Chandrasekhar, S. 1960: Radiative Transfer, Dover Publications.
- Charney, J. G., Quirk, W. J., Chow, S. and J. Kornfield 1977: A Comparative Study of the Effects of Albedo Change on Drought in Semi - Arid Regions. *J. Atmos. Sci.*, 34, 1366 - 1385.
- Chen, T. S. and G. Ohring 1984: On the Relationship between Clear-Sky Planetary Albedo and Surface Albedos. *J. Atmos. Sci.*, 41, 156 - 158.
- Courel, M. F., Kandel R. S. and S. I. Rasool, 1984: Surface Albedo and the Sahel Drought. *Nature*, 307, 528 - 531.
- Cunnington, W. M. and P.R. Rowntree, 1986: Simulations of the Saharan Atmosphere - Dependence on Moisture and Albedo. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 112, 971 - 999.
- D'Almeida, G.A. 1986: A Model for Saharan Dust Transport. *J. Clim. Appl. Met.*, 24, 903 - 916.
- D'Almeida, G.A. 1987: On the Variability of Desert Aerosol Radiative Characteristics. *J. Geoph. Res.*, 92, 3017 - 3026.

Dedieu, G., P. Y. Deschamps and Y. H. Kerr, 1987: Satellite Estimation of Solar Irradiance at the Surface of the Earth and of Surface Albedo Using a Physical Model Applied to METEOSAT Data. *J. Clim. Appl. Met.*, 26, 79 - 87.

Deering, D. W. and T. F. Eck 1987: Atmospheric Optical Depth Effects on Angular Anisotropy of Plant Canopy Reflectance. *Int. J. Rem. Sens.*, 8, 893 - 916.

Dickinson, R. E. 1983: Land Surface Processes and Climate - Surface Albedos and Energy Balance in: *Theory of Climate*, ed. by B. Saltzman, *Adv. in Geoph.*, Vol. 25, New York, Academic Press, 305 - 353.

Diner, D. J. and J. V. Martonchik 1985: Atmospheric Transmittance from Spacecraft using Multiple View Angle Imagery. *Appl. Opt.*, 24, 3503 - 3511.

Dütsch, H. U. 1970 : Mittlere Breitenverteilung der Gesamtozonmenge gemittelt über alle Längengrade S. 417 und Absorptionskoeffizienten des Ozons S. 555 in: F. Linke - F. Baur 1970: *Meteorologisches Taschenbuch*, Band 2.

Eaton, F. D. and I. Dirmhirn 1979: Reflected Irradiance Indicatrices of Natural Surfaces and their Effect on Albedo. *Appl. Opt.*, 18, 994 - 1008.

Elachi, C. 1987: *Introduction to the Physics and Techniques of Remote Sensing*. John Wiley and Sons.

Ferencz, CS., Ferencz Árkos, I., Hamar, D., Lichtenberger, J. and G. Y. Tarcsai, 1987: Surface Models Including Direct Cross-Radiation: A Simple Model of Furrowed Surfaces. *Int. J. Rem. Sens.*, 8, 449 - 465.

Fischer, J. and H. Graßl 1984: Radiative Transfer in an Atmosphere-Ocean System: An Azimuthally Dependent Matrix-Operator Approach. *Appl. Opt.*, 23, 1032 - 1039.

- Foitzik, L. and H. Hinzpeter 1958: Sonnenstrahlung und Lufttrübung. Akademische Verlagsgesellschaft Geest und Portig, Leipzig.
- Goody, R. M. 1964: Atmospheric Radiation, Part 1, Oxford, At the Clarendon Press.
- Hänel, G. 1976: The Properties of Atmospheric Aerosol Particles as Functions of the Relative Humidity at Thermodynamic Equilibrium with the Surrounding Air. Advances in Geophysics, Volume 19, 73 - 188.
- Hargens, U. 1988: Untersuchung der winkelabhängigen Reflexion mit METEOSAT. Diplomarbeit am Institut für Meereskunde, Kiel.
- Henderson-Sellers, A. and M. F. Wilson 1983: Surface Albedo for Climate Modeling. Rev. Geoph. and Space Phys., 21, 1743 - 1778.
- Jänicke, R. and L. Schütz 1978: Comprehensive Study of Physical and Chemical Properties of the Surface Aerosol in the Cape Verde Island Regions. J. Geoph. Res., 83, 3583 - 3599.
- Jänicke, R. 1984: Aerosol Physics and Chemistry, Meteorology Volume in Landolt-Bornstein.
- Kaufmann, Y. J. and J. H. Joseph, 1982: Determination of Surface Albedos and Aerosol Extinction Characteristics from Satellite Imagery. J. of Geoph. Res., 87, 1287 - 1299.
- Kaufmann, Y. J. and C. Sendra 1988: Algorithm for Automatic Atmospheric Corrections to Visible and Near-IR Satellite Imagery. Int. J. Rem. Sens., 9, 1357 - 1381.
- Kessler, A. 1985: Über die kurzwellige Albedo eines Kiefernwaldes. Eine klimatologische Langzeitstudie. Meteorol. Rdsch., 38, 82 - 91.
- Kimes, D. S. 1983: Dynamics of Directional Reflectance Factor Distributions for Vegetated Canopies, Appl. Opt., 22, 1364 - 1372.

Kimes, D. S. 1984: Modeling the Directional Reflectance from Complete Homogeneous Vegetation Canopies with Various Leaf-Orientation Distribution. J. Opt. Soc. Am. A, 1, 725 - 737.

Köpke, P. 1982: METEOSAT-VIS-Channel: Signal Reduction Due to Atmospheric Water Vapor and Ozone. Beitr. Phys. Atm., 55, 358 - 369.

Köpke, P. 1982: Vicarious Satellite Calibration in the Solar Spectral Range by Means of Calculated Radiances and its Application to METEOSAT, Appl. Opt. 20, 2845 - 2854.

Köpke, P. 1983: Calibration of the VIS-Channel of METEOSAT-2. Adv. Space Res., 2, 93 - 96.

Köpke, P. and K. T. Kriebel 1978: Influence of Measured Reflection Properties of Vegetated Surfaces on Atmospheric Radiance and its Polarization. Appl. Opt., 17, 260 - 264.

Köpke, P. and K. T. Kriebel 1987: Improvements in the Shortwave Cloud-free Radiation Budget Accuracy, Part 1: Numerical Study Including Surface Anisotropy. J. Clim. Appl. Met., 26, 374 - 395.

Kriebel, K. T. 1977: Reflection Properties of Vegetated Surfaces: Tables of Measured Spectral Biconical Reflectance Factors. Münchener Universitätsschriften, München, Meteorologisches Institut, Wissensch. Mitt. 29.

Kriebel, K.T. 1978: On the Determination of The Atmospheric Optical Depth by Measurements of the Meteorological Range. Beitr. Phys. Atm., 51, 330 - 337.

Kriebel, K. T. 1979: Albedo of Vegetated Surfaces: Its Variability with Differing Irradiances. Rem. Sens. of Env., 8, 283 - 290.

Kriebel, K.T. 1981: Calibration of the METEOSAT-VIS-Channel by Airborne Measurements. Appl. Opt., 20, 11 - 12.

- Kriebel, K. T. 1984: Results of METEOSAT 2 VIS-Channel Calibration, The fourth METEOSAT Scientific User Meeting, Clermont-Ferrand, 30 Nov. - 2 Dec. 1983, European Space Operations Center, Darmstadt, FRG, (März 1984).
- Kriebel, K. T. and P. Köpke 1987: Improvements in the Shortwave Cloud-free Radiation Budget Accuracy, Part 2: Experimental Study Including Mixed Surface Albedos. J. Clim. Appl. Met., 26, 396 - 409.
- Lacis, A. and J. E. Hansen 1974: A Parametrization for the Absorption of Solar Radiation in the Earth's Atmosphere, J. Atmos. Sci., 31, 118 -133.
- Liou, K. N. 1980: An Introduction to Atmospheric Radiation. Academic Press, New York.
- Matthews, E. 1983: Global Vegetation and Land Use: New High Resolution Data Bases for Climate Studies. J. Clim. Appl. Met., 22, 474 - 487.
- Matthews, E. 1984: Vegetation, Land-Use and Seasonal Surface Albedo Data Sets: Documentation of Archived Data Tape. NASA, Technical Memorandum 86107.
- Meerkötter, R. 1987: Die Anisotropie reflektierter solarer Strahlung über verschiedenen Landoberflächentypen. In Arbeiten aus den Abteilungen des Meteorologischen Instituts der Universität München. Münchener Universitätsschriften, Wiss. Mitt. 56.
- Mekler, Y. and J. H. Joseph 1983: Direct Determination of Surface Albedos from Satellite Imagery. J. Appl. Met., 22, 530 - 536.
- Möller, F. 1973: Einführung in die Meteorologie, Band 2: Physik der Atmosphäre. B. I. Hochschultaschenbücher, Band 288.
- NASA 1987: Earth Observing System, Vol 2 c), NASA Report No. TM-86129 Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD.

Neckel, H. and D. Labs 1984: The Solar Radiation Between 3300 and 12500 A. Sol. Phys., 90, 205-258.

Nicholson, S. E. 1986: Corrigendum to the Note: Sub-Saharan-Rainfall 1981-84, J. Clim. Appl. Met., 25, 579.

Nicodemus, F. E., Richmond, J. C., Hsia, J. J., Ginsberg, I. W. and T. Limperis 1977: Geometrical Considerations and Nomenclature for Reflectance. National Bureau of Standards, Monograph 160, Inst. for Basic Standards, Washington D.C.

Norton, C. C., Mosher, F. R. and B. Hinton 1979: An Investigation of Surface Albedo Variations During the Recent Sahel Drought, J. Appl. Met., 18, 1252 - 1262.

Oguntuyinbo, J. S. 1970: Reflection Coefficient of Natural Vegetation, Crops and Urban Surfaces in Nigeria. Quart. J. R. Met. Soc., 96, 430 - 441.

Otterman, J. 1974: Baring High-Albedo Soils by Overgrazing: A Hypothesized Desertification Mechanism. Science, 186, 531 - 533. Pinker, R. T., O. E. Thompson and T. F. Eck 1980: The Albedo of a Tropical Evergreen Forest. Quart. J. R. Met. Soc., 87, 159 - 170.

Pinker, R. T., O. E. Thompson and T. F. Eck 1980: The Albedo of a Tropical Evergreen Forest, Quart. J. R. Met. Soc., 106, 551 - 558.

Pinker, R. T. and J. A. Ewing 1986: Effect of Surface Properties on the Narrow to Broadband Spectral Relationship in Clear Sky Satellite Observations. Rem. Sens. of Environm., 20, 267 - 282.

Pinty, B., G. Szejwach and J. Stum 1985: Surface Albedo over the Sahel from METEOSAT Radiances. J. Clim. Appl. Met., 24, 108 - 113.

Pinty, B. and G. Szejwach 1985: A New Technique for Inferring Surface Albedo from Satellite Observations. J. Clim. Appl. Met., 24, 741 - 750.

Pinty, B. and D. Ramond 1987: A Method for the Estimate of Broadband Directional Surface Albedo from a Geostationary Satellite. *J. Clim. Appl. Met.*, 26, 1709 - 1722.

Pinty, B. and D. Tanré 1987: The Relationship between Incident and Double-Way Transmittances: An Application for the Estimate of Surface Albedo from Satellites over the African Sahel. *J. Clim. Appl. Met.*, 26, 892-896.

Preuß, H. J. and J. F. Geleyn 1980: Surface Albedos Derived from Satellite Data and their Impact on Forecast Models. *Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. A*, 29, 345 - 356.

Prospero, J. M. and T. N. Carlson 1972: Dust Concentration in the Atmosphere of the Equatorial North Atlantic Ocean. *J. Geoph. Res.*, 77, 5255 - 5265.

Rockwood, A. A. and S. K. Cox 1978: Satellite Inferred Surface Albedo over Northern Africa. *J. Atmos. Sci.*, 35, 513 - 522.

Rossow, W. B., Mosher, F., Kinsella, E., Arking, A., Desbois, M., Harrison, E., Minnis, P., Ruprecht, E., Seze, G., Simmer, C. and E. Smith 1985: ISCCP Cloud Algorithm Intercomparison. *J. Clim. Appl. Met.*, 24, 877 - 903.

Rothmann, L. S., Gamache, R. R., Brown, L. R., Toth, R. A., Fland, J., M. and C. Camy-Peyret 1983: AFGL Atmospheric Absorption Line Parameter Compilation, 1982 edition. *Appl. Opt.*, 22, 2247 - 2256.

Schlüssel, P. 1987: Infrarotfernerkundung von Oberflächentemperaturen sowie atmosphärische Temperatur- und Wasserdampfstrukturen. Berichte aus dem Institut für Meereskunde, Kiel

Simmer, C., Raschke, E. und E. Ruprecht 1982: A Method for Determination of Cloud Properties from Two Dimensional Histograms. *Annalen der Meteorologie NF*, 18, 130 - 132.

Stroud, A. H. and D. Secrest 1966: Gaussian Quadrature Formulas; Prentice Hill, Englewood Cliffs, N. J.

Stuhlmann, R., Wiegner, M., Knottenberg, H., Wirth, J. and D. Hennings 1985: Calculations of The Planetary Albedo from Satellite Radiance Measurements. Adv. Space Res., 5, 133 - 139.

Stum, J., Pinty, B. and D. Rammond 1985: A Parameterization of Broadband Conversion Factors for METEOSAT Visible Radiances. J. Clim. Appl. Met., 24, 1377 - 1382.

Sud, Y. C. and M. Fennessy, 1982: A Study of the Influence of the Surface Albedo on July Circulation in semi-arid regions using the GLAS GCM. J. Clim., 2, 105-125.

Suttles, J. T., Green, R. N., Minnis, P., Smith, G. L., Staylor, W. F., Wielicki, B. A. Walker, I. J., Young, D. F. Taylor, V. R. and L. L. Stowe 1988: Angular Reflection Models for Earth - Atmosphere System. NASA Reference Publication 1184.

Tanré, D., Herman, M., Deschamps P. Y. and A. de Leffe 1979: Atmospheric Modeling for Space Measurements of Ground Reflectance, Including Bidirectional Properties. Appl. Opt., 18, 3587 - 3594.

Taylor, V. R. and L. L. Stowe 1984: Atlas of Reflectance Patterns for Uniform Earth and Cloud Surfaces, NOAA Technical Report, NESDIS 10, NOAA Washington D.C.

Tetzlaff, G. 1974: Der Wärmehaushalt der zentralen Sahara. Ber. d. Inst. f. Meteorol. u. Klimat. d. Univ. Hannover, Vol. 13.

Tetzlaff, G. 1987: Rapport final en ce qui concerne le projet de rechercher: La Détermination de l'évaporation dans un territoire semi-aride pendant la phase de dessèchement. BMFT KF 10143.

Tetzlaff, G. 1989: Persönliche Mitteilungen

Thomas, I. L. and G. McAllcock 1984: Determining the Confidence Level for a Classification. Photogram. Eng. and Rem Sens., 10, 1491 - 1496.

Wiegner, M. 1985: Bestimmung der Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre über der Sahara aus Satellitenmessungen. Dissertation am Inst. für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln.

Wirth, J. and E. Raschke 1985: Determination of the Earth's Radiation Budget Using the Conical Scan Radiometer (CSR). In Advances in Absolute Radiometry (P.Foukal, Ed.), Cambridge University Press, Cambridge.

WCRP 1983: Report of the Experts Meeting on Aerosols and their Climatic Effects, Williamsburg, Virginia, 28 - 30 March 1983, WCP 55.

WCRP 1985: Development of the Implementation Plan for the International Satellite Land Surface Climatology Project (ISLSCP) Phase 1, H. - J. Bolle and S. I. Rasool (Edts.), WMO/TD - No. 46.

A N H A N G

Tabelle A 1: Regressionskoeffizienten für die Berechnung der gefilterten Bodenalbedo $\rho_{B,M}$ nach Gleichung 8.3 mit einem Fehler der Strahldichte von $0.16 \text{ W/(m}^2\text{sr)}$ sowie Standardabweichungen $\Delta\rho_{B,M}$ und Korrelationskoeffizienten R für sechs Sonnen- und Satellitenzenitwinkel und 17 relative Azimutwinkel

θ_{sun}	θ_{sat}	ψ	R	$\Delta\rho_{B,M}$ * 100	b	a
00.00	00.00	00.00	0.94	2.8	0.72	-0.57
00.00	19.11	00.00	0.97	1.9	0.66	0.18
00.00	34.99	00.00	0.99	1.3	0.73	-0.97
00.00	50.74	00.00	0.99	1.2	0.80	-2.40
00.00	66.45	00.00	0.97	2.1	0.88	-3.60
00.00	82.15	00.00	0.93	3.0	1.04	-8.52
19.11	00.00	00.00	0.97	2.0	0.78	-1.10
19.11	19.11	00.00	0.98	1.8	0.74	0.96
		11.25	0.98	1.7	0.75	0.86
		22.50	0.98	1.7	0.75	0.74
		33.75	0.98	1.7	0.76	0.57
		45.00	0.98	1.6	0.76	0.30
		56.25	0.98	1.6	0.76	0.07
		67.50	0.98	1.6	0.76	-0.15
		78.75	0.98	1.8	0.74	0.14
		90.00	0.97	1.9	0.72	0.33
		101.25	0.97	1.9	0.71	0.29
		112.50	0.97	1.9	0.71	0.05
		123.75	0.98	1.8	0.71	-0.17
		135.00	0.98	1.8	0.70	-0.22
		146.25	0.97	1.9	0.69	-0.09
		157.50	0.97	2.0	0.67	-0.07
		168.75	0.97	2.0	0.67	-0.25
		180.00	0.97	1.9	0.68	-0.87
19.11	34.99	00.00	0.98	1.6	0.81	0.41
		11.25	0.99	1.4	0.81	0.19
		22.50	0.99	1.3	0.81	-0.06
		33.75	0.99	1.2	0.81	-0.31
		45.00	0.99	1.1	0.82	-0.62
		56.25	0.99	1.2	0.83	-0.85
		67.50	0.99	1.4	0.82	-0.97
		78.75	0.98	1.5	0.79	-0.49
		90.00	0.98	1.6	0.75	-0.13
		101.25	0.98	1.6	0.74	-0.22
		112.50	0.98	1.5	0.75	-0.80
		123.75	0.99	1.4	0.76	-1.33
		135.00	0.98	1.4	0.75	-1.51
		146.25	0.98	1.7	0.71	-1.15
		157.50	0.97	2.0	0.68	-0.79
		168.75	0.97	2.1	0.67	-0.75
		180.00	0.96	2.4	0.66	-1.12

19.11	50.74	00.00	0.99	1.4	0.91	-2.25
		11.25	0.99	1.3	0.92	-2.38
		22.50	0.99	1.3	0.92	-2.52
		33.75	0.99	1.3	0.92	-2.53
		45.00	0.99	1.2	0.91	-2.38
		56.25	0.99	1.3	0.89	-2.10
		67.50	0.99	1.3	0.88	-2.14
		78.75	0.99	1.3	0.86	-2.20
		90.00	0.99	1.2	0.85	-2.40
		101.25	0.99	1.3	0.84	-2.60
		112.50	0.99	1.3	0.84	-2.88
		123.75	0.99	1.4	0.83	-3.05
		135.00	0.99	1.2	0.82	-3.19
		146.25	0.99	1.3	0.80	-2.89
		157.50	0.99	1.4	0.78	-2.59
		168.75	0.98	1.5	0.76	-2.44
		180.00	0.98	1.6	0.75	-2.45
19.11	66.45	00.00	0.95	2.5	0.96	-3.41
		11.25	0.95	2.5	0.96	-3.42
		22.50	0.95	2.5	0.97	-3.53
		33.75	0.96	2.4	0.98	-3.60
		45.00	0.97	2.1	0.98	-3.72
		56.25	0.97	1.8	0.98	-3.74
		67.50	0.98	1.8	0.97	-3.89
		78.75	0.98	1.7	0.94	-3.83
		90.00	0.98	1.8	0.91	-3.80
		101.25	0.97	2.0	0.90	-3.86
		112.50	0.96	2.2	0.90	-4.06
		123.75	0.96	2.4	0.89	-4.09
		135.00	0.96	2.3	0.88	-4.19
		146.25	0.97	2.2	0.84	-3.79
		157.50	0.97	2.1	0.81	-3.37
		168.75	0.96	2.2	0.80	-3.35
		180.00	0.96	2.4	0.82	-3.98
19.11	82.15	00.00	0.90	3.6	1.09	-10.31
		11.25	0.90	3.6	1.09	-10.19
		22.50	0.91	3.4	1.09	-10.21
		33.75	0.92	3.3	1.11	-10.33
		45.00	0.93	3.1	1.13	-10.71
		56.25	0.94	2.9	1.16	-11.05
		67.50	0.94	2.8	1.18	-11.26
		78.75	0.94	2.7	1.17	-10.98
		90.00	0.94	2.7	1.15	-10.60
		101.25	0.94	2.9	1.12	-10.09
		112.50	0.93	3.1	1.10	-9.73
		123.75	0.92	3.3	1.07	-9.19
		135.00	0.92	3.3	1.04	-8.93
		146.25	0.92	3.3	1.01	-8.37
		157.50	0.92	3.3	0.99	-8.14
		168.75	0.91	3.4	0.97	-7.92
		180.00	0.90	3.6	0.95	-7.65
34.99	00.00	00.00	0.99	1.3	0.94	-1.29
34.99	19.11	00.00	0.97	2.0	0.93	1.07
		11.25	0.98	1.7	0.97	0.59
		22.50	0.98	1.6	0.99	0.26
		33.75	0.98	1.6	1.00	-0.05
		45.00	0.98	1.5	1.01	-0.52
		56.25	0.99	1.3	0.99	-0.78
		67.50	0.99	1.3	0.98	-0.83

	78.75	0.98	1.4	0.95	-0.47
	90.00	0.98	1.6	0.93	-0.11
	101.25	0.96	1.9	0.91	-0.38
	112.50	0.96	2.0	0.91	-0.64
	123.75	0.96	1.9	0.89	-0.69
	135.00	0.95	2.0	0.84	-0.18
	146.25	0.95	2.0	0.79	0.28
	157.50	0.94	2.2	0.75	0.77
	168.75	0.94	2.3	0.71	1.44
	180.00	0.93	2.5	0.67	2.18
34.99 34.99	00.00	0.97	1.9	1.03	0.46
	11.25	0.98	1.8	1.04	0.15
	22.50	0.98	1.7	1.04	-0.19
	33.75	0.98	1.6	1.05	-0.59
	45.00	0.98	1.5	1.06	-1.08
	56.25	0.99	1.4	1.05	-1.31
	67.50	0.99	1.3	1.03	-1.36
	78.75	0.99	1.3	0.98	-0.84
	90.00	0.98	1.6	0.93	-0.22
	101.25	0.97	1.5	0.93	-1.01
	112.50	0.97	1.5	0.93	-1.76
	123.75	0.97	1.5	0.91	-1.89
	135.00	0.96	1.8	0.83	-0.93
	146.25	0.95	2.1	0.73	0.71
	157.50	0.92	2.7	0.64	2.54
	168.75	0.90	3.0	0.57	3.90
	180.00	0.86	3.3	0.51	5.56
34.99 50.74	00.00	0.98	1.8	1.13	-2.40
	11.25	0.97	2.1	1.10	-2.10
	22.50	0.96	2.4	1.07	-1.73
	33.75	0.96	2.4	1.06	-1.66
	45.00	0.97	2.0	1.07	-1.93
	56.25	0.98	1.6	1.07	-2.02
	67.50	0.99	1.3	1.05	-2.15
	78.75	0.99	1.2	1.02	-2.29
	90.00	0.99	1.2	1.00	-2.49
	101.25	0.99	1.1	0.97	-2.35
	112.50	0.98	1.3	0.97	-2.96
	123.75	0.98	1.4	0.94	-2.93
	135.00	0.97	1.5	0.87	-2.21
	146.25	0.96	1.8	0.77	-0.62
	157.50	0.94	2.4	0.69	0.87
	168.75	0.92	2.6	0.64	1.94
	180.00	0.90	2.9	0.60	2.86
34.99 66.45	00.00	0.93	2.9	1.07	-4.06
	11.25	0.92	3.1	1.06	-3.62
	22.50	0.92	3.2	1.06	-3.31
	33.75	0.93	3.1	1.07	-3.32
	45.00	0.94	2.7	1.09	-3.52
	56.25	0.96	2.3	1.10	-3.50
	67.50	0.97	2.0	1.10	-3.64
	78.75	0.97	1.9	1.08	-3.95
	90.00	0.97	2.0	1.05	-4.27
	101.25	0.96	1.7	1.03	-3.51
	112.50	0.96	1.9	1.01	-3.70
	123.75	0.96	2.0	0.97	-3.56
	135.00	0.96	1.8	0.92	-3.24
	146.25	0.96	1.9	0.83	-2.03
	157.50	0.94	2.2	0.76	-0.96
	168.75	0.94	2.3	0.73	-0.36
	180.00	0.91	2.7	0.69	0.39

34.99	82.15	00.00	0.61	6.7	0.50	6.01
		11.25	0.63	6.5	0.55	4.71
		22.50	0.70	5.9	0.71	0.14
		33.75	0.78	5.2	0.93	-5.44
		45.00	0.85	4.4	1.15	-10.34
		56.25	0.90	3.6	1.31	-13.38
		67.50	0.92	3.3	1.38	-14.20
		78.75	0.91	3.4	1.36	-13.14
		90.00	0.90	3.7	1.31	-11.62
		101.25	0.79	4.3	1.02	-2.33
		112.50	0.77	4.4	0.95	-1.36
		123.75	0.77	4.4	0.90	-0.88
		135.00	0.77	4.4	0.88	-1.24
		146.25	0.81	4.1	0.92	-3.43
		157.50	0.83	3.9	0.94	-5.51
		168.75	0.85	3.6	0.95	-6.62
		180.00	0.83	3.9	0.86	-4.41

50.74	00.00	00.00	0.92	1.4	1.31	-1.28
-------	-------	-------	------	-----	------	-------

50.74	19.11	00.00	0.95	2.4	1.39	1.14
		11.25	0.96	2.3	1.37	0.85
		22.50	0.96	2.2	1.36	0.51
		33.75	0.97	2.0	1.38	0.01
		45.00	0.97	1.9	1.44	-0.62
		56.25	0.96	2.2	1.46	-0.56
		67.50	0.96	2.2	1.43	-0.36
		78.75	0.96	2.2	1.32	0.36
		90.00	0.94	2.7	1.17	1.81
		101.25	0.95	2.2	1.17	0.78
		112.50	0.95	2.0	1.20	-0.09
		123.75	0.96	1.9	1.21	-0.63
		135.00	0.95	2.1	1.18	-0.30
		146.25	0.95	2.2	1.15	-0.24
		157.50	0.95	2.2	1.14	-0.66
		168.75	0.95	2.0	1.11	-0.44
		180.00	0.94	2.3	1.00	1.15

50.74	34.99	00.00	0.94	2.7	1.40	0.87
		11.25	0.95	2.6	1.41	0.68
		22.50	0.95	2.4	1.41	0.37
		33.75	0.96	2.3	1.43	-0.10
		45.00	0.97	2.1	1.45	-0.83
		56.25	0.97	1.9	1.45	-1.38
		67.50	0.98	1.6	1.42	-1.61
		78.75	0.98	1.8	1.29	-0.42
		90.00	0.95	2.5	1.14	1.45
		101.25	0.95	2.1	1.17	0.15
		112.50	0.96	1.9	1.22	-1.39
		123.75	0.96	1.9	1.22	-1.85
		135.00	0.95	2.1	1.14	-1.28
		146.25	0.94	2.2	1.04	-0.53
		157.50	0.92	2.6	0.94	0.38
		168.75	0.90	2.9	0.84	2.05
		180.00	0.85	3.5	0.69	5.31

50.74	50.74	00.00	0.91	3.5	1.29	-0.43
		11.25	0.91	3.4	1.27	-0.25
		22.50	0.91	3.3	1.26	-0.35
		33.75	0.93	3.0	1.29	-0.86
		45.00	0.95	2.6	1.35	-1.69
		56.25	0.97	2.1	1.40	-2.21
		67.50	0.98	1.7	1.40	-2.34

78.75	0.98	1.6	1.34	-2.07
90.00	0.98	1.6	1.28	-2.00
101.25	0.98	1.5	1.26	-2.40
112.50	0.97	1.5	1.21	-2.77
123.75	0.97	1.7	1.14	-2.31
135.00	0.96	2.0	1.06	-1.80
146.25	0.94	2.3	0.97	-0.88
157.50	0.90	2.9	0.86	0.27
168.75	0.86	3.4	0.73	2.78
180.00	0.80	4.1	0.54	7.01

50.74 66.45	00.00	0.81	4.8	1.07	-0.68
	11.25	0.83	4.5	1.13	-1.78
	22.50	0.87	4.0	1.21	-3.14
	33.75	0.90	3.5	1.28	-4.05
	45.00	0.92	3.2	1.31	-3.99
	56.25	0.93	3.0	1.29	-3.16
	67.50	0.94	2.7	1.31	-3.24
	78.75	0.96	2.3	1.36	-4.17
	90.00	0.97	1.9	1.40	-5.34
	101.25	0.96	1.9	1.31	-4.11
	112.50	0.94	2.2	1.19	-2.98
	123.75	0.93	2.5	1.07	-1.76
	135.00	0.93	2.5	1.01	-1.94
	146.25	0.93	2.4	0.96	-2.20
	157.50	0.91	2.8	0.89	-1.87
	168.75	0.87	3.3	0.77	0.23
	180.00	0.79	4.1	0.57	5.62

50.74 82.15	00.00	0.55	7.0	0.57	2.98
	11.25	0.55	6.9	0.59	2.87
	22.50	0.60	6.6	0.72	-0.27
	33.75	0.67	6.1	0.87	-3.45
	45.00	0.75	5.5	1.10	-8.13
	56.25	0.82	4.7	1.30	-11.27
	67.50	0.87	4.0	1.46	-13.16
	78.75	0.90	3.7	1.55	-13.91
	90.00	0.91	3.4	1.59	-14.11
	101.25	0.90	2.9	1.48	-10.80
	112.50	0.88	3.2	1.36	-9.40
	123.75	0.87	3.3	1.24	-7.82
	135.00	0.87	3.3	1.17	-8.01
	146.25	0.86	3.4	1.10	-7.72
	157.50	0.85	3.6	1.02	-7.09
	168.75	0.83	3.7	0.94	-5.65
	180.00	0.77	4.3	0.79	-1.43

66.45 00.00	00.00	0.98	1.9	2.54	-2.21
-------------	-------	------	-----	------	-------

66.45 19.11	00.00	0.90	3.9	2.29	2.56
	11.25	0.93	3.2	2.40	0.85
	22.50	0.95	2.8	2.45	-0.15
	33.75	0.96	2.6	2.49	-0.77
	45.00	0.96	2.5	2.55	-1.18
	56.25	0.95	2.6	2.56	-1.01
	67.50	0.95	2.7	2.55	-0.86
	78.75	0.96	2.5	2.56	-1.16
	90.00	0.96	2.4	2.54	-1.37
	101.25	0.93	2.7	2.37	-0.49
	112.50	0.95	2.5	2.33	-1.23
	123.75	0.96	2.2	2.30	-1.80
	135.00	0.95	2.4	2.23	-1.80
	146.25	0.95	2.5	2.16	-1.45
	157.50	0.94	2.7	2.13	-1.59

		168.75	0.95	2.4	2.07	-1.35
		180.00	0.94	2.6	1.86	0.66
66.45	34.99	00.00	0.88	4.2	2.17	1.62
		11.25	0.93	3.3	2.35	-0.80
		22.50	0.95	2.7	2.45	-2.25
		33.75	0.96	2.5	2.50	-2.94
		45.00	0.96	2.4	2.51	-3.02
		56.25	0.95	2.7	2.46	-2.43
		67.50	0.96	2.6	2.43	-2.24
		78.75	0.97	2.2	2.48	-2.55
		90.00	0.97	2.3	2.44	-2.29
		101.25	0.95	2.4	2.33	-2.14
		112.50	0.95	2.4	2.23	-1.93
		123.75	0.95	2.4	2.11	-1.58
		135.00	0.94	2.6	1.99	-1.32
		146.25	0.94	2.6	1.86	-1.02
		157.50	0.93	2.9	1.73	-0.41
		168.75	0.91	3.2	1.56	1.64
		180.00	0.85	4.0	1.26	5.77
66.45	50.74	00.00	0.84	4.9	1.80	0.29
		11.25	0.87	4.3	1.98	-2.03
		22.50	0.90	3.8	2.15	-3.85
		33.75	0.93	3.3	2.27	-4.76
		45.00	0.93	3.1	2.32	-4.85
		56.25	0.94	3.1	2.29	-4.12
		67.50	0.95	2.8	2.29	-4.19
		78.75	0.96	2.4	2.26	-4.19
		90.00	0.95	2.6	2.13	-3.19
		101.25	0.95	2.3	2.08	-3.43
		112.50	0.97	1.8	2.07	-4.56
		123.75	0.96	2.0	1.94	-3.72
		135.00	0.94	2.6	1.78	-2.68
		146.25	0.92	2.9	1.61	-1.36
		157.50	0.89	3.6	1.42	0.13
		168.75	0.85	4.1	1.19	3.12
		180.00	0.76	5.0	0.83	9.19
66.45	66.45	00.00	0.69	6.4	1.12	2.59
		11.25	0.69	6.4	1.16	2.66
		22.50	0.73	6.0	1.32	0.68
		33.75	0.78	5.5	1.55	-1.95
		45.00	0.83	4.9	1.77	-4.25
		56.25	0.87	4.4	1.89	-5.00
		67.50	0.90	3.9	1.96	-5.11
		78.75	0.92	3.5	1.99	-5.23
		90.00	0.92	3.3	1.95	-4.56
		101.25	0.91	3.2	1.88	-3.93
		112.50	0.93	2.8	1.83	-4.90
		123.75	0.92	3.0	1.65	-3.57
		135.00	0.91	3.2	1.53	-3.59
		146.25	0.90	3.3	1.41	-3.12
		157.50	0.85	4.1	1.21	-1.36
		168.75	0.78	4.8	0.92	3.63
		180.00	0.66	5.8	0.53	12.53
66.45	82.15	00.00	0.38	8.2	0.29	13.23
		11.25	0.38	8.1	0.32	12.88
		22.50	0.42	8.0	0.42	10.19
		33.75	0.48	7.7	0.61	6.01
		45.00	0.56	7.3	0.89	0.81
		56.25	0.65	6.7	1.22	-4.62
		67.50	0.75	5.9	1.61	-10.22

	78.75	0.82	5.1	1.90	-13.90
	90.00	0.85	4.7	1.98	-14.59
	101.25	0.81	4.5	1.86	-10.27
	112.50	0.81	4.4	1.78	-10.40
	123.75	0.82	4.4	1.64	-9.66
	135.00	0.81	4.5	1.52	-9.57
	146.25	0.82	4.3	1.44	-10.32
	157.50	0.78	4.8	1.25	-8.27
	168.75	0.73	5.2	0.99	-3.25
	180.00	0.62	6.0	0.60	8.05
82.15	00.00	00.00	0.91	6.7	12.58 -10.36
82.15	19.11	00.00	0.76	10.3	11.53 -8.78
		11.25	0.87	7.8	12.24 -12.99
		22.50	0.91	6.6	11.89 -12.30
		33.75	0.92	6.1	11.61 -11.41
		45.00	0.91	6.4	12.01 -12.78
		56.25	0.87	7.7	12.28 -13.16
		67.50	0.84	8.5	12.00 -11.59
		78.75	0.86	8.1	12.38 -13.22
		90.00	0.87	7.6	12.27 -12.89
		101.25	0.88	7.0	11.51 -11.34
		112.50	0.90	6.5	10.63 -7.68
		123.75	0.89	6.7	9.50 -2.79
		135.00	0.90	6.4	9.79 -4.97
		146.25	0.90	6.5	10.60 -9.52
		157.50	0.89	6.6	10.93 -12.51
		168.75	0.90	6.4	10.40 -10.63
		180.00	0.95	4.7	8.64 -4.07
82.15	34.99	00.00	0.85	8.4	10.61 -18.94
		11.25	0.91	6.6	9.75 -16.00
		22.50	0.92	6.3	8.67 -10.27
		33.75	0.92	6.1	8.23 -6.93
		45.00	0.93	5.7	8.77 -8.08
		56.25	0.94	5.3	9.92 -11.43
		67.50	0.94	5.3	10.78 -13.73
		78.75	0.94	5.2	11.43 -15.72
		90.00	0.93	5.8	11.44 -15.23
		101.25	0.91	6.0	10.54 -12.54
		112.50	0.92	5.7	9.55 -9.07
		123.75	0.91	6.0	8.55 -5.08
		135.00	0.92	5.7	8.75 -7.43
		146.25	0.90	6.3	9.22 -11.22
		157.50	0.89	6.6	9.27 -13.38
		168.75	0.90	6.3	8.39 -9.59
		180.00	0.94	5.0	6.19 0.93
82.15	50.74	00.00	0.69	11.5	6.24 -11.21
		11.25	0.77	10.1	6.44 -12.76
		22.50	0.82	8.9	6.60 -12.30
		33.75	0.88	7.4	6.95 -12.34
		45.00	0.90	6.7	7.30 -12.36
		56.25	0.93	5.9	7.91 -13.60
		67.50	0.93	5.6	8.46 -14.36
		78.75	0.95	5.0	9.33 -16.85
		90.00	0.95	5.1	9.93 -17.95
		101.25	0.93	5.5	9.47 -15.09
		112.50	0.93	5.5	9.14 -14.77
		123.75	0.92	5.8	8.43 -12.37
		135.00	0.92	5.8	8.14 -13.58
		146.25	0.89	6.6	7.62 -12.95
		157.50	0.89	6.8	7.00 -11.96

		168.75	0.88	7.1	5.91	-6.13
		180.00	0.90	6.3	4.35	2.94
82.15	66.45	00.00	0.53	13.3	2.20	4.84
		11.25	0.55	13.1	2.34	4.19
		22.50	0.61	12.4	2.90	-0.13
		33.75	0.73	10.6	4.09	-9.41
		45.00	0.81	9.2	5.03	-13.65
		56.25	0.87	7.8	5.98	-17.44
		67.50	0.90	6.9	6.65	-18.38
		78.75	0.92	6.2	7.06	-18.73
		90.00	0.92	6.1	7.17	-18.30
		101.25	0.92	5.8	6.65	-12.25
		112.50	0.93	5.5	6.54	-13.42
		123.75	0.92	5.7	6.14	-12.52
		135.00	0.92	5.8	5.84	-13.62
		146.25	0.88	7.1	5.32	-12.47
		157.50	0.87	7.4	4.65	-10.46
		168.75	0.85	7.7	3.61	-3.22
		180.00	0.85	7.7	2.20	10.01
82.15	82.15	00.00	0.18	15.5	0.20	27.50
		11.25	0.23	15.2	0.32	24.12
		22.50	0.33	14.8	0.65	16.41
		33.75	0.50	13.6	1.43	1.34
		45.00	0.60	12.5	2.21	-8.24
		56.25	0.69	11.3	3.12	-16.62
		67.50	0.74	10.5	3.89	-20.85
		78.75	0.78	9.8	4.56	-24.14
		90.00	0.79	9.6	4.93	-25.59
		101.25	0.81	8.6	4.45	-14.97
		112.50	0.83	8.2	4.20	-14.47
		123.75	0.83	8.2	3.84	-13.21
		135.00	0.85	7.7	3.82	-17.43
		146.25	0.82	8.4	3.65	-19.69
		157.50	0.79	8.9	3.21	-18.90
		168.75	0.74	9.9	2.41	-8.72
		180.00	0.73	10.1	1.55	4.85

Tabelle A 2: Regressionskoeffizienten für die spektrale Korrektur nach Gleichung 9.1. sowie Fehler der gefilterten Bodenalbedo $\rho_{B,M}$, der ungefilterten Bodenalbedo ρ_B und Korrelationskoeffizient R für sechs Sonnenzenitwinkel.

θ_{sun}	$\Delta\rho_{B,M}$ * 100	b	a	$\Delta\rho_B$ * 100	R
0.00	1.0	0.89	0.69	1.7	0.97
	1.5	0.87	1.13	2.0	0.96
	2.0	0.85	1.73	2.3	0.95
	2.5	0.83	2.48	2.6	0.93
	3.0	0.79	3.32	3.0	0.91
	3.5	0.75	4.25	3.3	0.89
	4.0	0.71	5.22	3.6	0.86
19.11	1.0	0.89	0.58	1.7	0.97
	1.5	0.88	1.03	1.9	0.96
	2.0	0.85	1.64	2.3	0.95
	2.5	0.82	2.39	2.6	0.93
	3.0	0.79	3.25	3.0	0.91
	3.5	0.75	4.18	3.3	0.89
	4.0	0.71	5.16	3.6	0.86
34.99	1.0	0.90	0.39	1.6	0.98
	1.5	0.88	0.84	1.9	0.97
	2.0	0.86	1.46	2.3	0.95
	2.5	0.83	2.21	2.6	0.93
	3.0	0.80	3.07	3.0	0.91
	3.5	0.76	4.00	3.3	0.89
	4.0	0.72	4.99	3.6	0.87
50.74	1.0	0.91	0.03	1.7	0.98
	1.5	0.89	0.47	2.0	0.97
	2.0	0.87	1.07	2.4	0.95
	2.5	0.84	1.79	2.7	0.94
	3.0	0.81	2.62	3.1	0.92
	3.5	0.78	3.53	3.4	0.90
	4.0	0.74	4.49	3.8	0.87
66.45	1.0	0.92	-0.29	1.9	0.98
	1.5	0.90	0.11	2.2	0.97
	2.0	0.89	0.64	2.6	0.96
	2.5	0.86	1.29	2.9	0.95
	3.0	0.84	2.04	3.3	0.93
	3.5	0.81	2.87	3.6	0.91
	4.0	0.78	3.76	4.0	0.90
82.15	1.0	0.86	2.02	3.1	0.97
	1.5	0.86	2.31	3.3	0.97
	2.0	0.85	2.68	3.5	0.96
	2.5	0.88	3.12	3.7	0.96
	3.0	0.82	3.62	4.0	0.95
	3.5	0.81	4.17	4.3	0.94
	4.0	0.79	4.78	4.6	0.93

Danksagung

Herrn Prof. Dr. E. Ruprecht danke ich für die Vergabe des Themas und die Betreuung der Arbeit.

Herrn Dr. J. Fischer und Herrn Prof. Dr. H. Graßl bin ich dankbar für die Diskussionen über die Arbeit und insbesondere dafür, daß sie mir das Strahlungstransportmodell überließen.

Bei Herrn Dr. C. Simmer möchte ich mich bedanken für die hilfreichen Diskussionen und für die Durchsicht der Arbeit.

Mein besonderer Dank gilt Dr. P. Schlüssel für die Durchsicht der Arbeit, für die Programme, die er mir überließ und dafür, daß er immer zu Diskussionen bereit war.

Das Projekt wurde gefördert vom Bundesministerium für Forschung und Technologie unter LOF 84/4 und LOF 36/87.